



HAL
open science

**Vers une modélisation hydrologique adaptée à
l'évaluation des pollutions diffuses : prise en compte du
réseau anthropique. Adaptation au bassin versant de
Naizin (Morbihan)**

Nadia Carluer

► **To cite this version:**

Nadia Carluer. Vers une modélisation hydrologique adaptée à l'évaluation des pollutions diffuses : prise en compte du réseau anthropique. Adaptation au bassin versant de Naizin (Morbihan). Sciences de l'environnement. Doctorat Sciences de la terre, Université Pierre et Marie Curie Paris, 1998. Français. NNT: . tel-02577946

HAL Id: tel-02577946

<https://hal.inrae.fr/tel-02577946v1>

Submitted on 14 May 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.

THESE

présentée par

Nadia CARLUER

pour obtenir le grade de

Docteur de l'Université Pierre et Marie Curie

Spécialité Sciences de la Terre.

**Vers une modélisation hydrologique adaptée à
l'évaluation des pollutions diffuses : prise en
compte du réseau anthropique.**

Application au bassin versant de Naizin (Morbihan).

Soutenance le 17 décembre 1998

Composition du jury :

C. MILLIER	<i>Président</i>	P. GIVONE	<i>Examineur</i>
D. CLUIS	<i>Rapporteur</i>	Ch. GUYOT	<i>Examineur</i>
Ch. OBLED	<i>Rapporteur</i>	A. MARIOTTI	<i>Examineur</i>
P. DURAND	<i>Examineur</i>	Gh. DE MARSILY	<i>Directeur de Thèse</i>
J.P. GAUDET	<i>Examineur</i>		

Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier Monsieur De Marsily, mon directeur de thèse, pour m'avoir accordé sa confiance en acceptant d'encadrer ce travail, mais aussi pour sa constante disponibilité, et les nombreux samedis matins sacrifiés à nos entretiens. Son enthousiasme et son optimisme communicatifs m'ont été fort précieux au cours de ces longues années.

René Belamie m'a accueillie avec bienveillance dans sa division, j'espère qu'il n'aurait pas désavoué le travail accompli.

Je remercie Daniel Cluis d'avoir accepté d'être rapporteur de ce travail, et de n'avoir pas hésité à traverser l'Atlantique pour assister à la soutenance. Je lui suis gré de ne pas m'avoir tenu rigueur d'une amabilité parfois défaillante au début de la rédaction de ce manuscrit, où nous partageons le même bureau, ou d'une très longue marche en Chartreuse ...

Merci également à Monsieur Obled d'avoir accepté de rapporter ce très long mémoire, malgré un emploi du temps surchargé.

Ce travail n'aurait pas abouti sans les conseils éclairés du Comité de Sages, présidé par Monsieur De Marsily, qui m'a encouragée et guidée ces dernières années :

Jean-Paul Gaudet qui nous a apporté ses compétences sur le fonctionnement des sols,

Pierrick Givone, qui a toujours su me rappeler en temps utile que « le pire n'est jamais certain », et m'a maintes fois aidée par ses conseils judicieux, notamment lors de la programmation de la prise en compte du réseau anthropique dans Topog. Il m'a de surcroît offert l'appui irremplaçable de la Division Hydrologie-Hydraulique, tant au niveau du traitement des données hydrologiques que des moyens informatiques.

Jean-Joël Gril, à qui je suis gré de nos innombrables discussions, liées aux produits phytosanitaires ou non, de son bon sens et de son optimisme indéfectibles. Sa compagnie lors des visites de terrain m'a été précieuse, celles-ci s'avérant souvent difficiles par la confrontation qu'elles induisaient avec la variabilité spatio-temporelle, plaie du modélisateur ...

Christian Guyot enfin, qui a manifesté un intérêt constant pour ce travail, dont les applications pratiques ne paraissent pourtant pas immédiates. Ce point aurait pu rebuter un représentant de l'industrie phytopharmaceutique, et je lui suis donc doublement reconnaissante de son soutien.

Je remercie également Claude Millier, Directeur Scientifique de l'ENGREF d'avoir présidé ce jury, et Monsieur Mariotti d'avoir accepté d'être examinateur de ce travail.

La modélisation mise en œuvre ici repose sur de multiples données, d'origines diverses, que je me suis contentée de collecter et efforcée de synthétiser.

Je dois ainsi beaucoup aux membres de la station de Science du Sol de l'INRA de Rennes, pour les données qu'ils m'ont fournies sur le bassin de Kervidy, notamment Ch. Gascuel-Oudou, Ph. Merot, J. Molénat, F. Garnier, P. Curmi, P. Durand. Ce dernier a de surcroît accepté d'être examinateur de ce travail, qu'il en soit remercié. Je remercie sincèrement Mathurin Zida pour m'avoir fourni ses données tensiométriques avec tant de simplicité et de gentillesse.

Les données relatives à l'Hydrogéologie du bassin, collectées et analysées par le BRGM, m'ont été fournies par Madame Pauwells, à qui j'en suis reconnaissante.

Enfin les données relatives au bassin versant « total » du Coët-Dan à Stimoës m'ont été transmises par le Cemagref de Rennes, et plus particulièrement C. Cann, quand il œuvrait encore sur ce bassin.

Le travail de consolidation des données pluie-débit doit beaucoup aux membres de la division Hydrologie-Hydraulique : Gilles Galéa pour l'analyse QdF et la mise en œuvre qu'il a faite de GR4h, Olivier Gilard pour la correction de la courbe de tarage de Kervidy, José Ribot-Bruno pour le dépouillement de chroniques pluviométriques, Etienne Leblois pour le traitement statistique de ces pluies, mais surtout pour son amitié, que nos conceptions parfois divergentes de l'hydrologie n'ont pas réussi à mettre à mal. Je n'aurais sans doute pas dépassé une durée de trois jours simulés avec ma seule station de travail, compte tenu des exigences déraisonnables en temps de calcul de Topog. Merci donc aux membres de cette division de n'avoir pas protesté contre l'utilisation intensive que je faisais de leurs moyens de calcul, et à Pierre Farissier qui m'a permis d'y accéder par des manœuvres restées pour moi ésotériques.

Le modèle hydrologique Topog nous a été gracieusement fourni par le CSIRO australien, par l'intermédiaire de Rob Vertessy, que j'en remercie. Je remercie également chaleureusement Georges-Marie Saulnier, seul autre européen à ma connaissance à avoir affronté Topog ; j'ai osé grâce à lui modifier le code source d'un programme que je considérais alors comme intouchable. Je lui sais gré également de nos discussions philosophicohydrologiques, et de sa compassion lors de mes démêlés avec Topog. Enfin, pour clore ce paragraphe, je remercie également Topog pour la formidable école de patience qu'il a constitué pour moi.

Ce travail de thèse s'est enrichi de discussions avec nombre d'autres personnes : Bernard Chastan, tour à tour au fil de nos discussions adjoint au Chef de Département Gestion des Milieux Aquatiques et spécialiste des transferts en milieux souterrains ; Claude Souiller, nouvellement arrivé dans l'équipe mais qui a sans sourciller lu chaque chapitre de ce mémoire au fur et à mesure de sa rédaction ; Véronique Gouy, dont la présence chaleureuse et discrète a été un soutien ; Christian Zammit, thésard au LTHE, qui a « bénévolement » mis en œuvre certains de ses modèles pour traiter mes données de sol ; Cyril Kao et Marie-Pierre Arlot, de la Division Drainage et Etanchéité du Cemagref d'Antony, avec qui j'ai souvent discuté fossés, et qui sont même venus voir « mes » fossés sur le bassin de Naizin. Ghani Chehbouni, chercheur à l'ORSTOM, m'a par courrier électronique renseignée sur les modèles d'évapotranspiration les plus adaptés à ma problématique. Les objecteurs de conscience successifs de l'équipe, Y. Garcia et Jérôme Toccanier, ont réalisé l'essentiel des schémas de ce rapport, travail fastidieux dont je leur suis très reconnaissante.

En bref, cette thèse m'a souvent fourni l'occasion d'apprécier le désintéressement avec lequel les gens peuvent offrir leurs connaissances, leur temps, leurs données, dons précieux que j'ai parfois eu l'impression d'usurper.

Je remercie enfin mes parents, pour l'insatiable curiosité et le solide sens critique dont ils m'ont dotée.

Quant à Benoît, il sait combien son attention constante m'a été précieuse au cours de cette dernière année.

TABLE DES MATIERES

REMERCIEMENTS

INTRODUCTION	1
PRÉSENTATION ET JUSTIFICATION DE LA DÉMARCHE SUIVIE	5
<i>De la modélisation du transfert des produits phytosanitaires à la modélisation hydrologique</i>	5
<i>Choix d'un modèle hydrologique</i>	6
<i>Choix du bassin versant d'application</i>	7
<i>Mise en œuvre du modèle Topog non modifié</i>	8
<i>Modification de Topog. Intervention du logiciel SeepW</i>	9
<i>Application de Topog modifié : Anthropog</i>	10
<i>Conclusions</i>	11

Partie I : ETUDE BIBLIOGRAPHIQUE

INTRODUCTION	3
Chapitre 1 : CONNAISSANCES RELATIVES AU DEVENIR DES PRODUITS PHYTOSANITAIRES DANS L'ENVIRONNEMENT	5
<i>Introduction</i>	5
<i>Principaux phénomènes influant sur le devenir des produits phytosanitaires</i>	6
<i>Etudes quantitatives et approches existantes</i>	14
Chapitre 2 : RÉFLEXIONS SUR LA DÉMARCHE DE MODÉLISATION À ADOPTER	19
<i>Introduction</i>	19
<i>Structuration de la démarche</i>	19
<i>Hypothèses effectuées. Décisions prises pour la suite du travail</i>	22
<i>Conclusion</i>	24
Chapitre 3 : COMPOSANTES RAPIDES DE L'ÉCOULEMENT. SPÉCIFICITÉS DES BASSINS VERSANTS AGRICOLES	27
<i>Introduction</i>	27
<i>Génération des écoulements rapides</i>	28
<i>Variabilité spatio-temporelle</i>	35
<i>Spécificité des bassins agricoles</i>	42
<i>Conclusion : choix effectués</i>	61
CONCLUSION	63

Partie II : PRÉSENTATION DU BASSIN VERSANT DU COËT-DAN ET DONNÉES DISPONIBLES

INTRODUCTION	5
Chapitre 1 : PRESENTATION GENERALE DU BASSIN VERSANT	7
Contexte	7
Morphologie	7
Caractéristiques géologiques	8
Caractéristiques pédologiques	8
Caractéristiques climatiques et hydrologiques	8
Caractéristiques agronomiques	9
Equipement, chroniques et données disponibles	12
Chapitre 2 : ANALYSE DES CHRONIQUES PLUIE-DEBIT	13
Introduction	13
Analyse des chroniques de pluies journalières	14
Analyse des chroniques de pluies horaires	18
Stations limnimétriques de Kervidy et Stimoës	21
Mise en oeuvre de la méthode QdF	25
Utilisation de GR4h	27
Conclusion	33
Chapitre 3 : DONNEES COMPLEMENTAIRES	35
Introduction	35
Données hydrogéologiques	35
Evapotranspiration potentielle et réelle	39
Etude du ruissellement diffus	40
Géochimie et traçage isotopique	42
Apports de la télédétection	43
Conclusion	43
Chapitre 4 : PÉDOLOGIE ET CARACTÉRISTIQUES HYDRODYNAMIQUES DES SOLS	45
Introduction	45
Carte pédologique	48
Fonctionnement hydrique des sols	50
Chroniques de tensiométrie	61
Traçages au bleu de méthylène et à la Rhodamine BT	66
Conclusions	67
CONCLUSION	77

Partie III : MODÈLE HYDROLOGIQUE TOPOG. COUPLAGE AVEC LE RÉSEAU ANTHROPIQUE

INTRODUCTION : JUSTIFICATION DU CHOIX DU MODELE	5
Chapitre 1 : PRESENTATION DE LA VERSION INITIALE DU MODELE TOPOG	7
Historique du modèle. Contexte de son développement	7
Réduction du modèle	9
Caractéristiques principales de la version utilisée	12
Conclusion	22
Chapitre 2 : INFLUENCE DU RÉSEAU ANTHROPIQUE SUR LES ÉCOULEMENTS : REPRÉSENTATION ADOPTÉE	23
Introduction	23
Influence des linéaires anthropiques sur les écoulements : schématisation, acquisition d'ordres de grandeur	25
Solution adoptée pour la représentation conjointe du réseau anthropique et du maillage Topog	43
Transferts dans le réseau anthropique	50
Hypothèses faites, questions générales en suspens	57
Conclusion	59
Chapitre 3 : COUPLAGE GÉOMÉTRIQUE, TOPOLOGIQUE ET HYDROLOGIQUE DE TOPOG AVEC LE RÉSEAU ANTHROPIQUE : PROGRAMMATION	61
Introduction	61
Notice de Couplage_Geom	62
Notice de Couplage_Topol.f	70
Notice de Aire_Contrib.f	78
Notice de Anthropog	80
Conclusion	87
CONCLUSION	89

Partie IV : MISE EN ŒUVRE D'ANTHROPOG. APPLICATION AU SOUS BASSIN VERSANT DE KERVIDY

INTRODUCTION	5
Chapitre 1 : ANALYSE DE TERRAIN ET STATISTIQUES SUR LE RÉSEAU ANTHROPIQUE	7
Introduction	7
Mise en œuvre du module d'analyse de terrain d'Anthropog	8
Statistiques sur le maillage	10
Statistiques sur le réseau	15
Conclusion	23

Chapitre 2 : APPLICATION DU MODULE HYDROLOGIQUE D'ANTHROPOG.	
CALAGE	25
<i>Introduction</i>	25
<i>Choix des paramètres utilisés</i>	26
<i>Application du modèle Topog original.</i>	36
<i>Prise en compte du réseau anthropique. Application d'Anthropog</i>	37
<i>Conclusion</i>	61
CONCLUSION	1

CONCLUSION GENERALE. PERSPECTIVES	1
--	----------

GLOSSAIRE

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

TABLE DES ANNEXES

Annexe 1 : GÉNÉRALITÉS SUR LES SOLS	1
<i>Les constituants du sol</i>	1
<i>L'eau dans le sol</i>	2
I. Porosités et sols à l'équilibre	3
II. Flux d'eau dans le sol	5
III. Mesures des grandeurs relatives au sol	7
IV. Conclusions sur les mesures des caractéristiques hydrodynamiques des sols	11
V. Fonctionnelles décrivant les caractéristiques hydrodynamiques des sols	12
<i>Conclusion</i>	14
Annexe 2 : PRINCIPALES COMPOSANTES DE L'ÉCOULEMENT	1
<i>Introduction</i>	1
<i>Formation de l'écoulement</i>	1
I. Processus dominants	3
II. Représentation de l'écoulement surfacique	4
III. Représentation de l'écoulement subsurfacique	6
Annexe 3 : DÉTAILS DE LA SOLUTION NUMÉRIQUE DE L'ÉQUATION DE RICHARDS DANS TOPOG-YIELD	1
<i>Equation de Richards : formes fondamentales</i>	1
I. Forme mixte de l'équation de Richards	1
II. Equation de Richards en potentiel	1
III. Forme de Fokker-Plank de l'équation de Richards	2
IV. Transformation de Kirchoff de l'équation de Richards	2
<i>Le schéma de résolution numérique</i>	2
I. Conditions aux limites	4
II. Drainage gravitaire	4
III. Ecoulement latéral subsurfacique	4
IV. Lignes source et puits (enlevé dans la version allégée)	5
V. Excès d'infiltration	5
VI. Ecoulement de subsurface, de surface et dans le réseau hydrographique	5
VII. Evaporation/Evapotranspiration	5
VIII. Bornes aux solutions	6
IX. Bilan de masse	7
X. Prise en compte des sols à couches	7
Annexe 4 : VALEURS SEUIL UTILISÉES DANS LE PROGRAMME DE COUPLAGE RÉSEAU ANTHROPIQUE / MAILLAGE TOPOG	1
<i>Paramètres utilisés dans Coupl_Geom</i>	1
<i>Paramètres utilisés dans Coupl_Topol</i>	1
<i>Paramètres utilisés dans Aire_Contrib</i>	1
<i>Cas particuliers rencontrés dans Coupl_Topol</i>	2
<i>Cas particuliers rencontrés dans Anthropog</i>	2
<i>Modifications dans Aire_Contrib</i>	2

INTRODUCTION

INTRODUCTION

Les produits phytosanitaires font l'objet de réglementations au sein de la Communauté Européenne, tant au niveau de leur homologation que des concentrations maximales admises dans les eaux potables. Malgré les précautions prises au moment de leur mise sur le marché, leurs concentrations dans les eaux de surface sont souvent supérieures aux seuils fixés par la directive européenne¹. Dans la logique actuelle d'intensification de l'agriculture, l'utilisation de semences sélectionnées pour leur rendement, mais plus sensibles aux maladies, la nécessité pour l'agriculteur de sécuriser son revenu et donc sa production, rendent pourtant l'utilisation de ces produits nécessaire. Le constat actuel de contamination des eaux implique donc de trouver des solutions correctives, qui peuvent se situer essentiellement à trois niveaux, complémentaires :

- au niveau de la découverte de nouvelles substances actives et de leur formulation. Ce domaine est du ressort des industries phytopharmaceutiques, qui travaillent à élaborer des produits efficaces à faible dose, de mobilité réduite, et de durée de vie suffisamment courte pour disparaître de l'environnement une fois leur période d'action désirée expirée. Toutefois, les objectifs agricoles et les contraintes environnementales sont antagonistes : l'efficacité même du produit passe par une toxicité obligée vis-à-vis de la cible visée, qu'il s'agisse de champignons, de mauvaises herbes, ou de prédateurs. De surcroît, la molécule (ou plus exactement sa formulation commerciale) doit avoir une durée de vie assez longue pour avoir le temps d'agir, et une mobilité suffisante pour atteindre sa cible. Le risque* pour l'environnement ne sera donc jamais totalement supprimé à ce niveau.
- au niveau de l'application du produit, le respect de pratiques raisonnées, qu'il s'agisse des doses et fréquences d'application ou des modes d'application, peuvent permettre de réduire le risque de départ de la parcelle. Là encore toutefois, ce risque n'est jamais nul, notamment en cas d'événement pluvieux peu de temps après une application.
- au niveau du transfert du produit depuis la parcelle jusqu'au réseau hydrographique ou la nappe souterraine sous-jacente, où il est susceptible d'avoir un effet néfaste sur l'écosystème. Les produits phytosanitaires sont susceptibles de se dégrader, ou d'être retenus au cours de leur transfert : il est donc opportun d'agir à ce niveau, en diminuant leur chance d'atteindre le cours d'eau ou la nappe intacts, par un aménagement de l'espace et une occupation du sol adéquats.

C'est à ce troisième niveau que notre travail se situe. Nous nous restreindrons aux seules eaux de surface et à l'usage agricole des produits phytosanitaires, et plus particulièrement aux pollutions diffuses d'origine agricole : en effet, les eaux de surface sont actuellement les plus touchées par ces substances, notamment dans l'Ouest de la France, et en milieu rural ; l'usage agricole prédomine pour les produits phytosanitaires, bien que les pollutions ponctuelles puissent contribuer significativement à la contamination du milieu. Sur un bassin donné, la minimisation du risque de contamination du réseau

¹ La directive européenne 80/788/CEE fixe à 0.1 µg/l la concentration maximale de produit phytosanitaire dans l'eau destinée à la consommation, et à 0.5 µg/l le cumul des concentrations des différents produits détectés. Notons que cette valeur correspond au seuil minimal de détection au moment où cette norme a été instituée.

hydrographique par les produits phytosanitaires sur un bassin donné passe par une occupation de l'espace et un aménagement du paysage adaptés. Parmi les parcelles susceptibles de constituer une source de contaminants, il convient d'identifier celles dont la situation dans le bassin versant ne permet pas la rétention ou la dégradation des produits avant leur arrivée au réseau hydrographique.

L'identification de ces zones à risque permettrait :

- soit d'envisager une autre occupation des sols, en modifiant l'assolement et le parcellaire afin de placer les cultures les plus dangereuses dans des zones moins sensibles,
- soit de positionner sur le trajet des écoulements potentiellement chargés en produits des dispositifs permettant leur piégeage et leur dégradation. Par exemple, les dispositifs enherbés et autres zones tampons apparaissent aujourd'hui comme un moyen efficace de retenir les produits phytosanitaires et favoriser leur dégradation. Leur efficacité est toutefois évidemment conditionnée par le passage effectif des produits en leur sein.

Au vu des connaissances actuelles sur le sujet, l'essentiel du transfert des produits vers les eaux de surface advient dans le ruissellement ou autres écoulements rapides, en solution ou adsorbés sur des particules en suspension. Ceci fait de l'eau le vecteur essentiel des produits phytosanitaires vers les eaux de surface, une fois que ces produits ont atteint la surface du sol. Une évaluation pertinente du risque de contamination sur un bassin versant passe donc par la détermination des circulations d'eau sur le bassin. En effet, les seuls critères de la distance au réseau hydrographique et du risque de ruissellement sur une parcelle ne suffisent pas pour identifier les parcelles « à risque » du point de vue de la contamination par les produits phytosanitaires : d'autres voies d'écoulement rapide que le ruissellement direct existent, qu'il s'agisse d'écoulements dans la macroporosité du sol, sur la semelle de labour, ou dans la litière des zones boisées ; des "courts-circuits" comme des fossés de bordure de parcelle, des bords de routes, ou des drains d'assainissement agricole, peuvent connecter efficacement une parcelle au réseau hydrographique, malgré son éloignement.

Par ailleurs, l'efficacité des dispositifs enherbés dans la rétention des produits phytosanitaires a été mise en évidence de façon empirique, mais on ne sait pas actuellement comment ils fonctionnent, et notamment sur quelle composante de l'écoulement ils influent : s'agit-il du ruissellement, de l'écoulement hypodermique, c'est à dire dans les tous premiers centimètres de sol, de l'écoulement se développant dans toute la couche racinaire ? Des recherches supplémentaires sur ce point sont nécessaires, dont les résultats permettront de positionner au mieux ces structures. Ceci supposera toutefois de disposer en parallèle de la connaissance des différentes composantes de l'écoulement pour les zones qui justifient un aménagement à leur aval.

⇒ Tout concourt donc à justifier la mise au point d'un outil de diagnostic pertinent des circulations d'eau à l'échelle du bassin versant. En effet, si l'on sait actuellement très correctement prédire la réponse hydrologique d'un bassin versant en termes quantitatifs, on ne sait par contre pas dire précisément le cheminement qu'a suivi l'eau, ni quels sont les fractions et les temps de transfert des différentes composantes de l'écoulement.

C'est ce à quoi s'attache le travail présenté ici, qui consiste en l'adaptation d'un modèle hydrologique distribué aux spécificités d'un bassin rural, notamment par la prise en compte du réseau anthropique de fossés, talus et routes. Ces éléments du paysage sont en effet susceptibles d'accélérer le mouvement des eaux qu'ils collectent, ou au contraire de le ralentir, et de stocker et faire s'infiltrer les volumes concernés. Ces eaux, d'origine essentiellement peu profonde, sont potentiellement chargées en produits polluants ; l'intervention de ces structures dans le cycle de l'eau se déroulant sur le bassin n'est donc pas neutre.

Bien que s'appuyant sur les données d'un bassin versant expérimental de recherche riche en données (le bassin du Coët-Dan, à Naizin, dans le Morbihan), le travail effectué reste essentiellement méthodologique, aboutissant à la mise au point d'un outil qui ne sera opérationnel qu'une fois nombre d'ordres de grandeur déterminés. Nous verrons en effet que le recours à la modélisation, en lien avec l'utilisation des données de terrain, permet de tester des hypothèses et amène à poser force questions qui n'ont pas de réponse actuellement. Leur résolution paraît pourtant essentielle à la détermination des processus dominants les écoulements sur un bassin versant, et par là même à l'élaboration des solutions

les plus pertinentes pour limiter le risque de contamination des eaux de surface du bassin versant par les produits phytosanitaires.

Dans une première partie d'étude bibliographique, nous présentons les phénomènes majeurs influant sur le devenir des produits phytosanitaires dans l'environnement, ainsi que les méthodes usuellement utilisées pour en rendre compte de façon quantitative. Viennent ensuite quelques considérations sur la démarche à adopter pour développer une modélisation hydrologique adaptée à l'évaluation du risque de pollution par les produits phytosanitaires. Nous revenons alors aux aspects spécifiques à l'hydrologie d'un petit bassin versant rural sur lesquels il semble essentiel d'insister dans cette perspective.

La deuxième partie est consacrée à la présentation du bassin versant du Coët-Dan, à Naizin, dans le Morbihan, sur lequel le travail s'est appuyé. Ce bassin, suivi par le Cemagref et l'INRA de Rennes depuis de nombreuses années, est riche en données ; nous verrons pourtant qu'il n'est pas trivial d'en déduire le fonctionnement hydrologique du bassin, ni d'y identifier les processus dominants à cette échelle.

Dans la troisième partie, nous présentons le modèle hydrologique employé : développé au CSIRO², son maillage est basé sur les lignes de niveau et les lignes de plus grande pente, lignes canoniques pour la topographie. Nous y détaillons également les modifications apportées au modèle, notamment le couplage avec le réseau anthropique, modifiant profondément la topologie des écoulements. Cette modification passe par l'évaluation d'ordres de grandeur relatifs à certains mécanismes d'écoulement, dont on verra que la détermination pose parfois problème, compte tenu de notre méconnaissance quantitative de processus par ailleurs bien décrits de façon qualitative.

La partie suivante voit la mise en œuvre du modèle ainsi modifié. Le couplage géométrique et topologique du réseau anthropique avec le maillage initial permet de caractériser les éléments du réseau, tant du point de vue géométrique (pente, longueur, inclinaison par rapport à la ligne de plus grande pente), que topologique (aire drainée, aire provenant des éléments amont), et de disposer des éléments nécessaires à une typologie de ces éléments du paysage.

La mise en œuvre du couplage hydrologique à proprement parler montre la capacité du modèle à représenter les différentes composantes de l'écoulement, et l'influence du réseau anthropique sur les processus dominant le comportement hydrologique du bassin. Manquent toutefois des données adaptées à son calage, et permettant de contraindre la représentation des différents processus. En effet le calage et l'étude de sensibilité effectuée montrent l'équivalence de différents jeux de paramètres au regard des seuls débits, conduisant pourtant à des processus dominants différents. Ceci prouve la nécessité de la prise en compte d'autres données de calage que les débits à l'exutoire.

Nous terminons par les perspectives et les questions soulevées par ce travail, en insistant sur le besoin de données de terrain exploitables en modélisation, notamment au niveau des connaissances relatives au sol, qu'on ne sait pas pour l'instant formaliser de façon compatible avec une modélisation distribuée opérationnelle.

² CSIRO : Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization (Australie).

PRÉSENTATION ET JUSTIFICATION DE LA DÉMARCHE SUIVIE

Cette partie expose l'historique de la démarche suivie, qui diffère quelque peu du plan du mémoire. Le travail initialement prévu a en effet subi quelques infléchissements, par l'incapacité actuelle à traiter un point ou la nécessité d'en approfondir un autre. Ces réorientations, outre qu'elles nous ont permis de découvrir de nombreux aspects de l'hydrologie, présentent en elles-mêmes des enseignements. De surcroît, la présentation d'ensemble du cheminement intellectuel suivi permettra au lecteur de mieux appréhender les acquis de la thèse, les hypothèses effectuées et leurs implications, les points en suspens et les expériences ou connaissances qui s'avèrent nécessaires avant d'aller plus loin dans la voie empruntée. Il s'agit en quelque sorte d'un guide de lecture, permettant de mieux replacer chaque partie dans l'ensemble du travail effectué.

Les affirmations présentées dans cette partie peuvent quelquefois paraître abruptes ou gratuites : elles sont argumentées dans le corps du mémoire ; le but de cette partie n'est que de donner une vue d'ensemble de la démarche adoptée au cours du travail.

De la modélisation du transfert des produits phytosanitaires à la modélisation hydrologique

A l'origine, le travail de thèse devait consister en la modélisation du transfert des produits phytosanitaires à l'échelle du bassin versant, pour des surfaces allant de la parcelle à la mer.

Une étude bibliographique importante sur les produits phytosanitaires, les processus auxquels ils sont soumis, les approches quantitatives utilisées pour en rendre compte nous a convaincus de l'impossibilité actuelle de quantifier des concentrations ou des flux de produits phytosanitaires dans un cours d'eau, par l'intermédiaire de la modélisation ou de toute autre méthode prédictive. En effet, la complexité des phénomènes en jeu, leur haute non linéarité, et l'extrême variabilité rencontrée, tant au niveau du terrain que des molécules étudiées, ne permettent pas actuellement une démarche de simulation des concentrations à une échelle opérationnelle. On sait tout au plus classer entre elles des molécules ou des situations selon le risque qu'elles représentent pour l'environnement.

Devant la complexité des processus et la variabilité des systèmes rencontrés, on aurait pu penser adopter une démarche statistique, le but ultime n'étant pas de simuler des chroniques de concentration ou de flux, mais de prédire le risque que ces concentrations ou ces flux dépassent des valeurs données, pendant un temps donné. Cela aurait de surcroît permis d'utiliser les outils et méthodes développés au Cemagref dans le domaine du risque d'inondations, puisque la démarche consiste à caractériser les régimes hydrologiques par des courbes QdF (Débit-Durée-Fréquence), permettant de rendre compte de la période de retour (F) du dépassement de valeurs de débits (Q) pendant une durée donnée (d), sans passer par des chroniques. Cette démarche a par ailleurs été appliquée avec succès pour les concentrations en nitrates sur de grands bassins, et semble prometteuse pour de plus amples

développements. Toutefois, elle n'est pas transposable actuellement dans le domaine des produits phytosanitaires : les données sont rares et ne justifient pas pour l'instant une approche statistique. De surcroît, les facteurs influençant les phénomènes sont trop nombreux, et les processus dominants suivant les systèmes [bassin versant/molécule] considérés trop mal connus, pour que l'on soit à même de trancher quant aux variables à prendre en compte pour caractériser ces systèmes du point de vue statistique. Enfin, les produits phytosanitaires et les fertilisants ont des comportements fondamentalement différents : si les nitrates par exemple ont un comportement assez linéaire au vu des quantités appliquées et des volumes d'eau écoulés sur le bassin d'intérêt, il n'en est rien pour les produits phytosanitaires, soumis à des phénomènes hautement non linéaires.

Pourtant, le constat que les concentrations mesurées dans les cours d'eau dépassent souvent les normes imposées³ justifie la demande sociale d'outils de gestion des bassins versants, et de solutions opérationnelles permettant de revenir à des concentrations acceptables.

L'étude bibliographique effectuée a mis en évidence l'importance de l'eau dans la transformation et le transfert des produits phytosanitaires. Pour ce qui est du transfert, les composantes rapides de l'écoulement jouent un rôle majeur, qui permettent aux molécules d'atteindre les eaux de surface avant d'être dégradées ou adsorbées. Or les modèles hydrologiques actuels, même quand ils prétendent représenter les processus se déroulant sur un bassin versant, ne sont le plus souvent calés que sur les débits à l'exutoire, ce qui ne permet pas de valider la représentation qu'ils font des différentes composantes de l'écoulement. De plus, rares sont ceux qui prennent en compte les spécificités des terrains cultivés, dont les sols et l'agencement du paysage diffèrent pourtant notablement de ceux des bassins « naturels ».

Par ailleurs, les outils de simulation des produits phytosanitaires à la parcelle s'améliorent et, à défaut de prévoir des concentrations, permettent au moins d'identifier des parcelles à risque du point de vue du départ des produits phytosanitaires. En effet, les phénomènes intervenant dans le devenir de ces produits sont de mieux en mieux compris et quantifiés à l'échelle locale ; or la parcelle représente un milieu relativement homogène, où les outils de modélisation peuvent, en première approche, négliger l'intégration spatiale des phénomènes, qu'on ne peut plus occulter à l'échelle du versant. Compte tenu du caractère hautement non linéaire des phénomènes intervenant dans le devenir des produits phytosanitaires tout incite à penser que les molécules retrouvées dans les cours d'eau, qui représentent au plus quelques pour-cent des quantités épandues, proviennent d'une très faible partie de la surface traitée, préférentiellement reliée à la rivière. La connaissance conjuguée des parcelles à risque en termes de départ de produits, et des chemins d'écoulement préférentiels sur un versant permettrait donc un premier diagnostic quant au risque de pollutions en produits phytosanitaires à l'exutoire d'un bassin versant, et la proposition de solutions correctives.

⇒ Dans ces conditions, il semblait pertinent de s'attacher au développement d'un modèle hydrologique permettant d'identifier ces voies d'écoulements rapides sur un bassin versant cultivé.

Choix d'un modèle hydrologique

Le choix s'est porté vers un modèle hydrologique distribué à base physique existant, que l'on a décidé d'adapter aux spécificités des bassins cultivés, notamment au réseau anthropique de fossés, routes et talus existant en Bretagne, où se situe le bassin versant expérimental sur lequel le travail s'est appuyé.

³ Il s'agit ici des normes relatives à l'eau potable, issues de la Directive européenne 80/766/CEE déjà citée, et que l'on étend souvent, de façon cette fois subjective, aux cours d'eau.

1. Distribué, pour permettre la prise en compte de la variabilité spatiale du bassin versant, qu'il s'agisse de ses caractéristiques morphologiques (topographie, pédologie, géologie) ou des caractéristiques liées à l'occupation de l'espace (parcellaire, répartition de la végétation, réseau anthropique, pratiques culturelles ...).

Il ne paraîtrait en effet pas cohérent de prétendre modéliser les différentes composantes de l'écoulement sans prendre en compte la dimension spatiale du bassin, alors que le comportement hydrologique du bassin découle de l'intégration des écoulements le long des versants le constituant.

2. A base physique, pour représenter fidèlement les différents processus en jeu. Ceci se justifie par la volonté d'avoir une vue aussi « réaliste » que possible des écoulements, afin de pouvoir à terme y coupler le transfert de produits phytosanitaires. Cela suppose :

- d'une part que le modèle respecte effectivement la hiérarchisation des processus sur le bassin,
- d'autre part qu'il permette de prendre en compte des stocks d'eau immobile dans ou sur le sol : si l'on ne se préoccupe que de la réponse du bassin en termes quantitatifs, ces masses d'eau passent inaperçues ; par contre, dès que l'on adopte une approche plus qualitative, soit en cherchant à décrire les phénomènes physiques réellement mis en jeu par les écoulements, soit en visant à une estimation des concentrations d'éléments chimiques naturels ou non dans les eaux, on ne peut plus les passer sous silence.

La vérification du fait que le modèle représente les bons processus quant à elle passe par le suivi d'autres variables que le seul débit à l'exutoire, éventuellement de type non ordinal.

3. Enfin, l'utilisation d'un modèle déjà existant, Topog, choisi après examen détaillé des modèles disponibles, semblait représenter un gain de temps appréciable, puisqu'il ne restait qu'à y inclure la prise en compte du réseau anthropique, qui semble dans les régions bocagères représenter des "courts-circuits" potentiels importants entre les parcelles et le réseau hydrographique. Cette donnée étant plus facilement accessible que d'autres données concernant les sols ou les macropores, qui nous semblaient également pouvoir justifier d'une prise en compte spécifique dans le modèle. C'est le point sur lequel nous avons choisi d'insister dans un premier temps.

Sans rentrer dans les détails du modèle Topog, qui sera décrit dans la troisième partie, rappelons qu'il s'agit d'un modèle de recherche développé par le CSIRO australien, dont le maillage est basé sur les lignes de niveau et les lignes de plus grande pente, ce qui permet une représentation élégante des directions d'écoulement naturelles, en l'absence de discontinuités transversales marquées des conductivités hydrauliques. L'écoulement latéral saturé est représenté par l'équation de Darcy, l'équation de Richards régit l'écoulement non saturé, supposé vertical ; le schéma de résolution est un schéma aux différences finies implicite. Enfin le ruissellement est représenté par l'équation de l'onde cinématique.

Choix du bassin versant d'application

Le choix comme bassin d'application du bassin versant du Coët-Dan, à Naizin (56) a été effectué quand le travail était encore censé aboutir à une modélisation de concentrations de produits phytosanitaires. En effet, ce bassin de 12 km² est suivi par le Cemagref de Rennes depuis de longues années (1971), et présente l'avantage que la station de science du sol de l'INRA de Rennes mène de nombreuses expériences sur la moitié amont du bassin de 5 km². Du point de vue du suivi des produits phytosanitaires à l'exutoire, le « Naizin » semblait un des bassins versants expérimentaux de recherche français le mieux adapté à notre problématique : on y dispose de mesures de concentrations des produits asservies au débit (qui sont les plus pertinentes pour l'interprétation), et de mesures rapprochées en montée de crues, permettant de bien suivre la dynamique des flux de produits au cours de la crue.

Au moment du recentrage du sujet à la seule hydrologie, le choix du bassin n'a pas été remis en cause, le nombre d'études et de rapports auxquels il a donné lieu paraissant contrebalancer largement

l'éloignement géographique, en permettant de cerner d'emblée son fonctionnement hydrologique, et de se concentrer sur l'influence sans doute marginale en termes de débit du réseau anthropique. De plus, il nous semblait intéressant de travailler sur un bassin fourni en données, afin de juger de l'influence d'une dégradation de la résolution (spatiale ou temporelle) et de la variété de celles-ci. Il est exclu en effet que les bassins d'application futurs de ce travail disposent d'autant de données : il paraissait donc pertinent d'identifier les types d'informations sur lesquels faire porter les efforts d'acquisition.

La mise en cohérence des données disponibles ne s'est toutefois pas avérée triviale, notamment au niveau des chroniques de pluie-débit, tout comme d'ailleurs l'extraction depuis l'ensemble des données d'informations pertinentes pour la modélisation qui suivra. En fait, malgré la multitude des données disponibles, les processus dominant les écoulements sur le bassin restent en grande partie méconnus.

Mise en œuvre du modèle Topog non modifié

On a alors pensé approcher ces processus dominants en appliquant le modèle Topog, dans sa version initiale, aux données du bassin. Il s'agit en effet d'un modèle à base physique, qui ne demande donc aucun calage en théorie, et aurait dû aboutir à une première estimation des circulations d'eau sur le bassin.

Comme on l'a souligné, Topog est un modèle de recherche, et sa prise en main s'est avérée un exercice difficile. De plus, il comportait nombre de fonctionnalités et d'options dont nous n'avions pas usage pour la problématique traitée, et qui rendaient la lecture du code source difficile. Dans un premier temps, le programme a donc subi un « allègement » sérieux, passant de 30 000 à 9 000 lignes de Fortran 77 pour la partie purement hydrologique, en éliminant notamment les transferts vers une nappe profonde. La partie traitant le modèle numérique de terrain pour construire le maillage n'a que peu changé à ce stade du travail.

L'application du programme ainsi modifié aux données du bassin versant a conduit à des résultats assez peu vraisemblables : le bassin disparaissait sous quelques dizaines de centimètres d'eau tout au long de l'année, ce qui ne correspond que d'assez loin aux observations...

Une première modification a consisté à inclure la prise en compte d'un réseau hydrographique, qui n'apparaissait jusque là que sous forme graphique, au niveau du MNT*. Cette prise en compte est frustrante, puisque l'on se contente de transférer instantanément à l'exutoire les flux issus des mailles bordant le ruisseau.

Malgré cette modification, qui minore nécessairement le temps de transfert dans le réseau hydrographique, le bassin restait toujours nettement saturé en surface (essentiellement dans les talwegs toutefois, ce qui est physiquement rassurant), conduisant à une évapotranspiration réelle égale à l'évapotranspiration potentielle, la quantité d'eau n'étant jamais limitante, et les sols ne se vidant guère que par ce processus. Cette constatation a conduit à quelques interrogations :

1. le schéma de résolution de Topog est-il correct du point de vue de l'informatique ?
2. les processus représentés sont-ils ceux qui contrôlent les écoulements ? Notamment,
 - faut-il faire intervenir une percolation vers une nappe profonde, qui contribuerait pour une grande part au débit ?
 - Topog considère que chaque maille est un élément de contrôle, sur laquelle à chaque pas de temps on effectue un bilan de masse. Les flux sortants sont attribués aux mailles situées à l'aval sans tenir compte de leur état de saturation. Cette façon de faire limite la lourdeur des calculs en évitant une résolution aux éléments finis sur tout le versant ; elle ne permet pas par contre de représenter une rétroaction de l'aval vers l'amont, ni de considérer le gradient hydraulique réel : ce dernier est assimilé au gradient topographique, ce qui par exemple n'est manifestement pas le cas dans les fonds de talwegs. Cette imperfection a-t-elle des conséquences notables sur les résultats de modélisation ?

- le réseau anthropique a-t'il une importance telle que l'on ne puisse pas le négliger, même dans cette première approche ?
- le drainage agricole par drain enterrés a-t-il une influence significative sur les écoulements du bassin, alors qu'il n'est pas pris en compte par le modèle : les études antérieures menées sur le bassin minimisaient son importance (en termes de surface, et donc d'influence sur le comportement hydrologique du bassin) ?

3. les caractéristiques hydrodynamiques choisies pour les sols sont-elles correctes ? Notamment, les macropores, ou, par exemple, des écoulements sur la semelle de labour, ruinent-ils l'utilité pour la modélisation des caractéristiques hydrodynamiques mesurées sur des échantillons réduits ?

Il est fort difficile de répondre à ces questions de façon séparée, en l'absence de données et de connaissances permettant de contredire les différentes hypothèses.

Pour la suite du travail, on a donc tenté en parallèle de vérifier le fonctionnement de Topog, et d'y insérer la représentation du réseau anthropique. On pose l'hypothèse que ce dernier a une influence majeure sur les écoulements, et que rien ne sert de complexifier la représentation que fait le modèle d'autres processus, avant que de prendre en compte cette influence.

Modification de Topog. Intervention du logiciel SeepW

1. Acquisition d'ordres de grandeur

La représentation dans Topog du rôle du réseau anthropique de fossés, routes et talus suppose de disposer d'un schéma de fonctionnement de ces structures. Or la bibliographie consultée est peu disert sur ce point, puisqu'on n'y a guère trouvé que des connaissances qualitatives (pour les talus), ou des équations adaptées à des systèmes significativement différents (pour les fossés).

Compte tenu de l'absence de solution analytique ou de référence quantitative adaptée à la problématique, il nous a semblé utile de passer par une résolution numérique des écoulements saturés ou non à proximité d'un fossé en travers d'une pente, pendant un événement pluvieux, puis pendant une phase de récession.

- le premier type de simulation visait à valider l'hypothèse qu'un fossé en travers de la pente agit essentiellement par interception des écoulements provenant de l'amont, plus que par rabattement de la nappe.
- les premier et deuxième types de simulation avaient pour but de quantifier les ordres de grandeur des flux reçus par les fossés, ou au contraire s'infiltrant depuis ces structures vers le sol avoisinant, et de juger des temps caractéristiques des processus en jeu : des temps caractéristiques très inférieurs au pas de temps utilisé dans Topog auraient rendu délicat le couplage du maillage Topog « normal » et du réseau anthropique.

Pour résoudre ce problème numérique, nous avons fait l'acquisition de SeepW. C'est un logiciel commercial qui résout l'équation de Richards par un schéma aux éléments finis, donc a priori plus précis que Topog pour représenter les processus se déroulant en subsurface

SeepW a essentiellement servi à simuler le comportement de fossés. Cette simulation ne s'est guère avérée satisfaisante : en l'absence de données de validation, de connaissances suffisantes sur les caractéristiques hydrodynamiques à utiliser pour les sols, et compte tenu de la méconnaissance des conditions initiales et conditions aux limites à utiliser, sans compter quelques problèmes au niveau du logiciel pour gérer les conditions aux limites (notamment pour le basculement saturé/non saturé), le problème tenait quelque peu de la quadrature du cercle.

Nous avons néanmoins estimé à l'issue de ces simulations qu'il était légitime de représenter l'influence des fossés sur les écoulements par l'interception des écoulements venant de l'amont, et que les

variations de débits de réinfiltration calculés par SeepW permettaient de garder un pas de temps horaire pour Topog modifié.

Nous voulions de plus utiliser ce modèle pour tester l'influence des fonctions décrivant les caractéristiques hydrodynamiques des sols sur les écoulements, ainsi que pour comparer les résultats de ce logiciel avec ceux de Topog, sur un petit versant. Toutefois, il nous est vite apparu que cette dernière démarche n'était guère pertinente, compte tenu des différences d'échelle, et de problèmes de conditions aux limites. Nous nous sommes donc contentés de comparer les profils de pression capillaire et d'humidité, en l'absence d'écoulement latéral saturé. Celui-ci obligerait à reconstruire un maillage pour Topog, ou à trouver quelles conditions aux limites utiliser pour SeepW.

Les temps de transfert dans le réseau hydrographique et les lignes d'eau caractéristiques ont été estimés via les logiciels Canal9 et Mage, tous deux développés au Cemagref et résolvant l'équation de Saint Venant, l'un en régime permanent, l'autre en régime transitoire. La pente élevée des fossés (quelques pour-cent) et la rugosité inconnue, mais que l'on subodore importante, placent toutefois ces deux outils à l'extrême limite de leur champ légitime d'application.

II. Couplage géométrique, topologique, hydrologique.

L'étape suivante a consisté à programmer le couplage du maillage Topog et du réseau anthropique,

1. d'abord du point de vue géométrique, pour connaître la topographie du réseau,
2. puis du point de vue topologique, en modifiant les connexions existant précédemment entre les mailles Topog en cas de traversée par un élément du réseau anthropique,
3. enfin au niveau hydrologique, en modifiant les transferts de flux dans Topog pour prendre en compte l'influence du réseau anthropique, et aboutir à un modèle baptisé Anthropog.

Entre temps, il était apparu que le drainage agricole par tuyaux enterrés avait vraisemblablement sur le bassin du Naizin une influence significative sur le régime du bassin, et il nous a semblé nécessaire d'inclure dans le modèle une représentation simplifiée du drainage agricole.

Les choix effectués pour mener à bien cette programmation ont été sommaires, compte tenu du manque de connaissances sur le sujet. Nous avons toutefois essayé de préserver au maximum une souplesse dans la programmation qui permette d'inclure des connaissances ultérieures. Quoiqu'il en soit, Topog souffre de quelques handicaps, notamment dans les fonds de talwegs, où les mailles qu'il construit sont exagérément grandes, et par la non prise en compte des rétroactions aval-amont et du gradient hydraulique réel : ces aspects ont fortement conditionné la représentation choisie pour le réseau anthropique.

On aboutit ainsi à un modèle qui respecte rigoureusement le bilan de masse (à 0.02% près sur un an de simulation), et pour lequel chaque maille contribue une fois et une seule au débit à l'exutoire .

Application de Topog modifié : Anthropog

L'application du modèle ainsi modifié a constitué la phase suivante, d'abord pour les seuls couplages géométrique et topologique, ensuite pour la partie hydrologique.

★ En fait, l'application de la première partie du modèle (géométrique + topologique) a précédé la programmation de sa partie hydrologique : on espérait qu'une typologie se dégage des statistiques effectuées sur les différentes caractéristiques des éléments du réseau anthropique. Elle aurait permis de caractériser ces éléments du point de vue de leur fonctionnement hydraulique, à partir de leur appartenance à telle ou telle classe. Cette démarche n'a pas abouti, aucun des critères testés ne s'étant avéré discriminant pour établir une quelconque typologie. Cette constatation recoupe en fait l'étude bibliographique effectuée sur le bocage et ses éléments, ainsi qu'un travail visant à effectuer une

typologie des fossés en Bretagne : tous deux se traduisent par un relatif échec à dégager un caractère, voulu ou non, au rôle hydraulique acquis par les fossés, au seul vu de leur position dans le bassin, exception faite des fossés de fond de talweg.

Cette approche statistique permet pourtant de dégager quelques tendances et caractéristiques globales sur le réseau anthropique, à comparer éventuellement avec les résultats que l'on pourrait obtenir sur d'autres bassins.

★ L'application du module hydrologique a exigé une longue phase de calage, notamment au niveau des caractéristiques (épaisseur et conductivité) de la couche profonde de sol. Celles-ci gouvernent les volumes de crue et l'allure des récessions, et nous ne disposons pas des données nécessaires : il a donc fallu procéder par approximations successives. La représentation très simpliste du transfert dans le réseau hydrographique et anthropique nous semblait exclure un calage très satisfaisant. Nous nous sommes donc arrêtés à un calage conduisant à une représentation des différentes composantes de l'écoulement sur le bassin plausible, mais qui demanderait pour être validée des observations complémentaires.

L'analyse de sensibilité menée ensuite va dans le même sens : différents jeux de paramètres, correspondants à différents processus dominants (drainage agricole, ruissellement de surface, écoulement dans la couche labourée), conduisent à des simulations équivalentes du point de vue des débits à l'exutoire. Notamment, le rôle du réseau anthropique sur les débits simulés apparaît minime, car avec le jeu de paramètres choisi, ruissellement et collecte par le réseau anthropique via la voie subsurface se font à des vitesses équivalentes.

Conclusions

Cette mise en œuvre d'Anthropog met en évidence les capacités et les limites du modèle. De façon plus générale, elle permet de cerner les domaines où l'acquisition de connaissances et de données est nécessaire pour aller plus loin dans une démarche de modélisation mécaniste distribuée ; : il faut notamment pouvoir observer le fonctionnement hydrodynamique des sols à une échelle compatible avec la modélisation des différentes composantes de l'écoulement sur un versant.

Partie I : ETUDE BIBLIOGRAPHIQUE

Table des matières de la Partie I

INTRODUCTION	3
---------------------	----------

Chapitre 1 : CONNAISSANCES RELATIVES AU DEVENIR DES PRODUITS PHYTOSANITAIRES DANS L'ENVIRONNEMENT

Introduction	5
Principaux phénomènes influant sur le devenir des produits phytosanitaires	6
I. Volatilisation et transport gazeux	7
II. Interception et prélèvement par les plantes	7
III. Ruissellement des produits phytosanitaires vers les eaux de surface	9
III.1. Effets d'échelle	9
III.2. Facteurs influents	9
III.3. Effets des pratiques culturales	10
IV. Transport hydrodynamique dans le sol et vers les nappes souterraines	10
V. Les mécanismes de rétention (adsorption, absorption, désorption)	10
V.1. Mécanismes de liaison	11
V.2. Influence des constituants du sol	11
V.3. Aspect cinétique	11
VI. La photodégradation	12
VII. Transformations chimiques dans l'eau, le sol, les sédiments	12
VII.1. Réactions en jeu	12
VII.2. Facteurs influents	12
VIII. Les processus de transformation biologique des produits phytosanitaires	13
VIII.1. Mécanismes en jeu	13
VIII.2. Facteurs influents	13
VIII.3. Adaptation de la flore	14
IX. Conclusion	14
Etudes quantitatives et approches existantes	14
I. Changement d'échelle, nécessité d'une approche de modélisation.	15
II. Modèles existants	15
II.1 Modèles "mono processus"	16
II.2 Modèles "complets"	17
III. Conclusion	18

Chapitre 2 : RÉFLEXIONS SUR LA DÉMARCHE DE MODÉLISATION À ADOPTER

Introduction	19
Structuration de la démarche	19
I. Hiérarchisation des processus. Nécessité de représenter les composantes de l'écoulement de façon réaliste.	19
II. Aspect temporel	20
III. Aspect spatial	21
IV. Conclusion	21
Hypothèses effectuées. Décisions prises pour la suite du travail	22
I. Structure du modèle	23
II. Validation	24
Conclusion	24

Chapitre 3 : COMPOSANTES RAPIDES DE L'ÉCOULEMENT. SPÉCIFICITÉS DES BASSINS VERSANTS AGRICOLES

Introduction	27
Génération des écoulements rapides	28
I. <i>Intumescence de la nappe</i>	28
II. <i>Effet piston</i>	30
III. <i>Écoulement par macropore</i>	30
III.1. Définitions des macropores	30
III.2. Fonctionnement des macropores	32
III.3. Quelques ordres de grandeur	32
III.4. Représentation mathématique du fonctionnement des macropores	33
III.5. Conclusion	34
IV. <i>Les ondes cinématiques</i>	34
V. <i>Stockage de surface</i>	34
VI. <i>Conclusion</i>	34
Variabilité spatio-temporelle	35
I. <i>Agrégation - Désagrégation.</i>	36
II. <i>Validité des équations physiques à l'échelle de la maille. Surface élémentaire représentative</i>	37
III. <i>Démarche à adopter.</i>	38
IV. <i>Calibration des modèles et falsification des hypothèses : outils intéressants</i>	39
IV.1. Modélisation stochastique	39
V. <i>Conclusions</i>	42
Spécificité des bassins agricoles	42
I. <i>Caractéristiques de la surface et de la couche labourée</i>	42
II. <i>Influence du bocage sur les écoulements</i>	43
II.1. Introduction	43
II.2. Historique et typologie des bocages	44
II.3. Influence du bocage sur le climat	45
II.4. Influence du bocage sur les écoulements	46
II.5. Influence des fossés sur les écoulements	51
II.6. Influence du bocage sur la géochimie et la qualité de l'eau	58
II.7. Conclusion	60
Conclusion : choix effectués	61
CONCLUSION	63

Table des figures de la Partie I

Chapitre 1

<i>Figure 1 : Schéma synoptique des mécanismes et facteurs intervenant dans le devenir des produits phytosanitaires.</i>	8
--	---

Chapitre 3

<i>Figure 1 : Modification du gradient hydraulique, et donc du débit, par intumescence de la nappe (d'après Gillham 1994).</i>	29
<i>Figure 2 : Interférence de plusieurs phénomènes participant à la composante rapide</i>	35
<i>Figure 3 : Coupe en travers d'un talus (d'après Carnet, 1976)</i>	47
<i>Figure 4 : Circulations d'eau sur un versant seul</i>	49
<i>Figure 5 : Influence d'un talus sur les circulations d'eau.</i>	50
<i>Figure 6 : Fossé d'interception dans un sol homogène surmontant une couche imperméable de pente uniforme (d'après Van Hoorn et Van Der Molen, 1973).</i>	54
<i>Figure 7 : Fossé parallèle à la pente (d'après Lesaffre, 1988)</i>	56

INTRODUCTION

Nous présentons tout d'abord dans cette partie les principaux phénomènes intervenant dans le devenir des produits phytosanitaires dans l'environnement. Nous nous limitons dès cette partie aux eaux de surface, et aux produits phytosanitaires d'usage agricole, domaine de compétence du Cemagref. Toutefois, il sera parfois fait allusion aux nappes phréatiques, en ce qu'elles communiquent le plus souvent avec les cours d'eau. Vient ensuite une revue des études quantitatives existantes, et des principales démarches de modélisation utilisées dans le domaine des produits phytosanitaires.

Devant le constat des limites inhérentes aux modèles actuels, et de leur incapacité à résoudre certains problèmes pressants, nous proposons quelques orientations pour une modélisation hydrologique adaptée à l'estimation du risque de contamination des eaux de surface par transfert rapide des produits phytosanitaires de la parcelle d'application jusqu'au réseau hydrographique.

Enfin, nous évoquerons plus particulièrement les phénomènes hydrologiques susceptibles de générer des écoulements rapides, et les spécificités des bassins cultivés, du point de vue de l'hydrologie, par rapport aux bassins naturels ou forestiers pour lesquels sont fréquemment développés les modèles hydrologiques. Nous insisterons notamment sur l'influence du réseau anthropique* de fossés, talus et routes propre à ces bassins, susceptible de modifier les directions et vitesses d'écoulement en surface et proche subsurface.

Cette revue bibliographique sera l'occasion d'insister sur la variabilité spatio-temporelle, qui se manifeste quels que soient l'échelle et le processus considérés en milieu naturel, et qui complique nettement l'application à une échelle de résultats acquis à une échelle inférieure. Pour nombre de processus en effet, notamment ceux qui supposent une description des sols, on ne sait pas extraire pour un système les paramètres pertinents permettant de le caractériser à une échelle supérieure, et de le représenter de façon suffisante pour prévoir le comportement du système plus grand auquel il appartient, sauf à le décrire de façon exhaustive, ce qui devient rapidement prohibitif, en termes de complexité et de quantité de données à acquérir.

Tout au long de ce mémoire, nous serons confrontés à la difficulté d'isoler les processus individuels pour les étudier et quantifier leur importance et leur influence sur le comportement du système considéré. En effet, il y a le plus souvent interaction entre les processus : l'étude d'un processus particulier, agissant sur un sous-système donné, implique de tenir compte de conditions aux limites* issues d'autres phénomènes et d'autres sous-systèmes avec lesquels il interagit lui-même, et il est difficile d'isoler des entités qu'on peut considérer comme autonomes. Il faudrait donc pour traiter le problème de façon satisfaisante :

- soit réussir à décrire le fonctionnement du système étudié dans sa totalité. En général malheureusement la tâche est trop complexe, compte tenu des connaissances actuelles, et de l'absence de descripteur permettant de caractériser les sous-systèmes à une échelle adéquate pour pouvoir ensuite appréhender le fonctionnement de l'ensemble qu'ils constituent. Leur

description exhaustive est pourtant hors de portée, compte tenu des données qui seraient nécessaires.

- soit identifier les processus dominants, ou ceux qui se déroulent lentement : on peut pour ces derniers considérer qu'ils imposent à l'échelle de temps considérée des conditions aux limites constantes, ou tout au moins connues, aux autres processus. On peut alors étudier ces derniers dans un environnement que l'on considère en première approximation comme indépendant de leur déroulement propre. On se heurte dans cette démarche au problème que les processus dominants, ou les échelles de temps caractéristiques, changent avec les échelles et les systèmes concernés.

Le lecteur trouvera en annexe 1 une rapide présentation des sols et de l'eau dans le sol, et en annexe 2 un exposé succinct des principales composantes de l'écoulement. Les connaissances élémentaires qui y sont rassemblées seront évoquées à maintes reprises, et supposées acquises.

Par ailleurs, un glossaire rassemble quelques définitions. En effet, le même terme est parfois trouvé dans la littérature avec des acceptions différentes. Nous en choisissons donc une seule pour les mots signalés par une astérisque.

Chapitre 1 : CONNAISSANCES RELATIVES AU DEVENIR DES PRODUITS PHYTOSANITAIRES DANS L'ENVIRONNEMENT

Introduction

Les phénomènes de transfert et de dégradation qui affectent les produits phytosanitaires sont très complexes et les réactions possibles de l'écosystème à leur présence largement méconnues. Par ailleurs, les contraintes ou les objectifs prioritaires des différents usagers des ressources en eau et des milieux aquatiques vis-à-vis de ces produits sont très divers. En effet, la demande sociale varie selon l'interlocuteur considéré :

- suivant que les producteurs d'eau prélèvent l'eau dans la nappe, au fil de l'eau, ou dans des réservoirs de surface, ils seront plus intéressés par une régulation des flux ou des concentrations,
- suivant l'espèce faunistique considérée (biotope, mode de vie, taille, vitesse de reproduction), les écologues préféreront connaître des seuils de dépassement, des concentrations, ou des flux. Il semble toutefois que la connaissance des trois aspects soit nécessaire, au moins dans un premier temps, pour comprendre la façon dont réagissent les écosystèmes et identifier les variables les plus pertinentes pour caractériser l'influence des produits phytosanitaires sur le système étudié,
- enfin, du point de vue du gestionnaire, il est d'abord nécessaire de connaître les zones génératrices de pollutions (exemple : les parcelles de vigne, ou certains champs particulièrement sensibles de par leur situation par rapport à un cours d'eau), afin d'y encourager des méthodes culturales appropriées, ensuite les concentrations à l'exutoire des bassins, où l'on utilise l'eau, qu'il s'agisse d'activités de loisir (baignade, pêche) ou économiques (adduction d'eau potable).

Notons que les normes en vigueur, basée sur la seule notion de concentration intègrent imparfaitement cette diversité et cette complexité. En effet, la norme européenne limite à 0.1 µg/l la concentration admissible dans les eaux, pour un seul produit, et à 0.5 µg/l le cumul des concentrations des produits détectés.

Les produits phytosanitaires présentent une grande variété, tant au niveau de leur formulation chimique que de leurs propriétés physico-chimiques ou de leur influence sur l'écosystème. Le terme même de produit phytosanitaire n'est pas dénué d'ambiguïté : il peut s'agir de la substance active, qui n'est jamais utilisée telle quelle dans la pratique, mais à laquelle se réfèrent le plus souvent les études rencontrées dans la littérature, ou de la substance active associée à des adjuvants, lesquels influencent sa durée de vie, son activité biologique, sa mobilité. Cette nuance est importante dans la mesure où les études quantitatives menées pour le produit seul ou avec un adjuvant donné peuvent perdre leur validité quand on passe à une autre formulation.

Ce paragraphe n'a pas pour objectif de fournir une revue bibliographique exhaustive sur les phénomènes régissant le devenir de produits phytosanitaires. Son ambition est de fournir un panorama général de la complexité de ce domaine et de souligner la nécessité d'une démarche multidisciplinaire.

Principaux phénomènes influant sur le devenir des produits phytosanitaires

Nous présentons ici les processus intervenant dans le devenir des produits phytosanitaires, les principaux facteurs les influençant, et insistons sur les points qui posent particulièrement problème. Nous nous limiterons ici aux phénomènes ayant lieu en amont du réseau hydrographique, c'est à dire sur les versants qui l'alimentent. Notons que la plupart de ces phénomènes se déroulent également dans les eaux de surface (ou souterraines), dans des conditions d'environnement parfois très différentes quant à la répartition eau/air/sol, le rayonnement lumineux ...

Le devenir des produits phytosanitaires est essentiellement régi par cinq processus de transfert (Weber, 1991) :

- la diffusion gazeuse dans les pores du sol et dans l'atmosphère,
- l'absorption*, l'exsudation et la rétention par les cultures et les résidus de culture,
- le transport hydrodynamique dans la phase aqueuse du sol,
- le mouvement sur la surface du sol, par l'intermédiaire du ruissellement, à l'état dissous ou sorbé,
- la sorption* et désorption* sur des surfaces colloïdales du sol.

Il existe trois types de transformations :

- la dégradation photochimique par la lumière,
- la dégradation chimique, comme l'hydrolyse ou l'oxydoréduction,
- la dégradation biologique par les plantes et les micro-organismes.

Enfin, la transformation des produits phytosanitaires est gouvernée par quatre composantes majeures :

- les propriétés chimiques du produit (comme sa solubilité dans l'eau, son ionisabilité, sa volatilité, la persistance dans le milieu et la présence ou l'absence de groupes réactifs),
- les propriétés du sol (structure, type et quantité d'argile, contenu en matière organique, contenu en hydroxydes, pH, taux d'humidité, faune et flore),
- les conditions d'application (taux d'application, surface traitée, cible - feuille, eau, sol -, taille de la canopée, date de l'application). Celle-ci peut se faire sous forme liquide ou solide, sur les feuilles, le sol, ou encore en incorporant le produit au sol,
- les conditions climatiques et hydrogéologiques (intensité, fréquence et durée de la pluie, évapotranspiration potentielle, température du sol, profondeur de la nappe).

Nous allons tout d'abord traiter des principaux processus de transfert, puis de transformation subie par le produit après son application. Le schéma de la page suivante résume la façon dont ces processus interviennent et les facteurs qui les influencent.

On constate immédiatement que le cheminement des produits phytosanitaires dans l'environnement dépend fortement du cycle de l'eau, et que toute représentation un peu fine de leur transfert passe par une description détaillée des écoulements. Tous les facteurs rencontrés dans le cycle de l'eau (climatiques, hydrogéologiques, pédologiques ...) interviennent donc a fortiori dans celui de ces produits.

Il n'est pas question de présenter ici une bibliographie complète des connaissances sur le sujet, mais plutôt de donner, pour chaque phénomène, des pistes bibliographiques, et d'illustrer la complexité des mécanismes en jeu.

I. Volatilisation et transport gazeux

Globalement, le taux de perte de produits phytosanitaires par les processus physiques est souvent plus rapide que celui de disparition chimique. Parmi eux, il arrive que la volatilisation soit le processus dominant le contrôle de la dispersion de certains produits phytosanitaires dans l'environnement, ainsi que leur durée de vie réelle dans la zone de traitement. Il faut garder à l'esprit le fait que les pertes dans le ruissellement ou le lessivage ne dépassent guère 5 à 10%, alors que l'on a vu des pertes par volatilisation de 80 à 90% (Taylor et Spencer, 1990).

La dispersion des résidus dans l'atmosphère implique deux processus :

- l'évaporation des molécules de produit dans l'air depuis les résidus présents à la surface du sol ou des plantes,
- la dispersion de la vapeur résultante dans l'atmosphère ambiante par diffusion et mélange turbulent.

Ces deux processus interfèrent. Le premier représente un changement de phase, le second est le même que celui qui contrôle le transfert d'eau, de dioxyde de carbone ou d'autres gaz de la plante ou du sol vers l'atmosphère.

Plusieurs ensembles de facteurs sont à prendre en compte :

- les propriétés chimiques du produit, incluant la pression de vapeur saturante, la constante de Henry¹, les coefficients de partage sol/eau sur sols mouillés et secs et le taux de dégradation dans le sol,
- les facteurs d'application, incluant le mode et le taux d'application, la concentration résultante en résidus et la distribution dans le profil du sol, ou le taux de charge par unité de surface de sol ou de feuille,
- l'environnement du sol, incluant la distribution d'eau dans le sol sur la profondeur contenant du produit, le flux d'eau dans cette épaisseur et les variations quotidiennes et saisonnières de ce flux à cause de l'évaporation de surface.
- le climat : les historiques de pluie, l'insolation et la vitesse du vent.
- les obstacles situés à proximité (bois, haies, talus) qui sont susceptibles de retenir le produit.

Les pertes les plus rapides par évaporation et transport gazeux sont celles ayant lieu sur un sol nu mouillé, sans doute parce qu'intervient alors une codistillation (produit entraîné par l'eau qui s'évapore), particulièrement pour les sols soumis aux pratiques de non labour. Les autres facteurs principaux sont la pression de vapeur du produit et la distribution des résidus. La plupart des produits phytosanitaires sont fortement adsorbés par le sol sec : la volatilisation des résidus cesse quasiment dans ce cas (Taylor et Spencer, 1990).

II. Interception et prélèvement par les plantes

Les phénomènes d'absorption et d'exsudation du produit (par les feuilles, les tiges ou les racines) sont mal connus, mais les recherches se développent car leur compréhension représente un enjeu majeur pour la sécurité alimentaire, bien que seule une faible partie des produits phytosanitaires soit ainsi absorbée.

¹ La constante de Henry désigne le rapport entre la pression de vapeur saturante pour un gaz et sa concentration en phase liquide, quand l'ensemble est en équilibre, pour des concentrations très faibles.

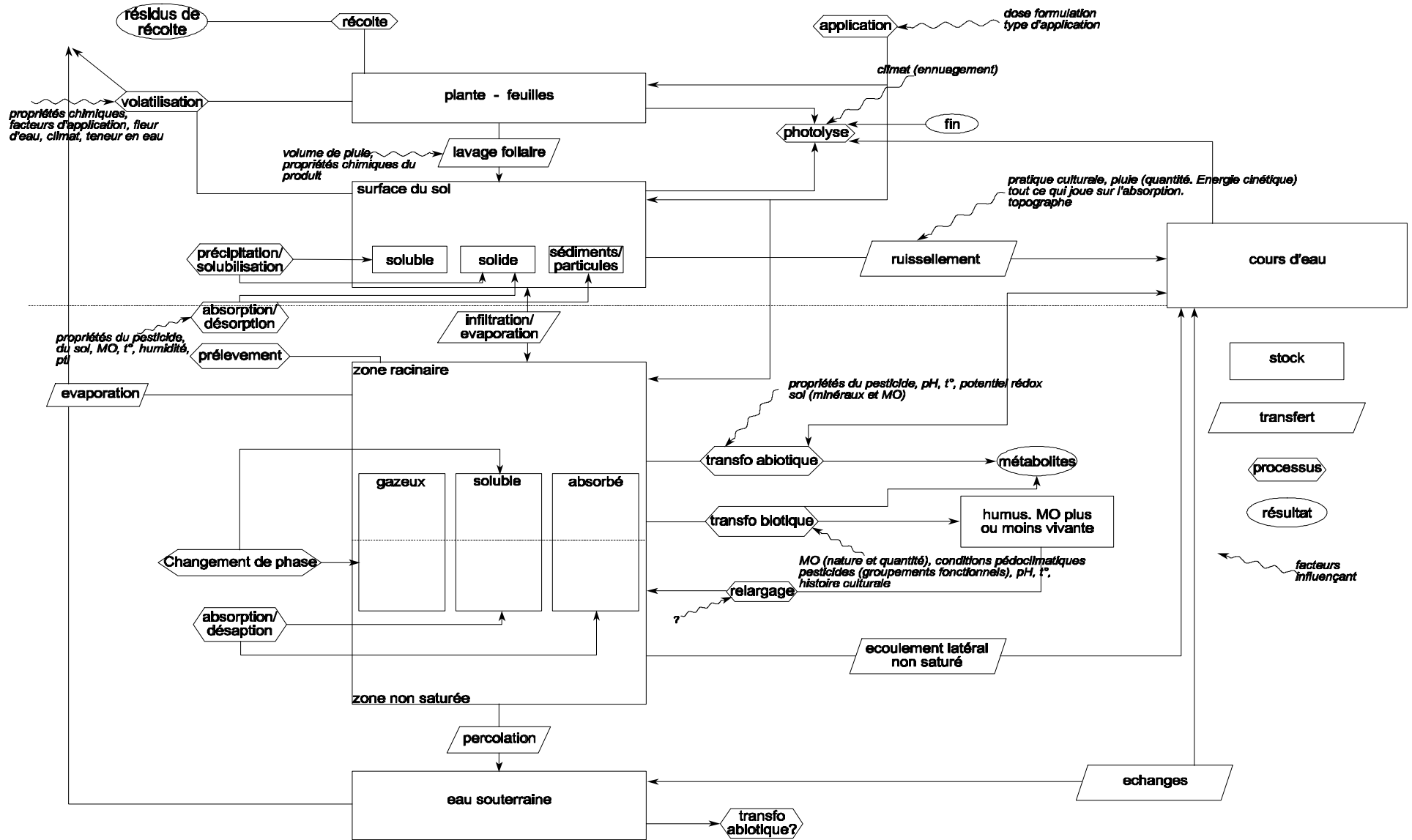


Figure 1 : Schéma synoptique des mécanismes et facteurs intervenant dans le devenir des produits phytosanitaires.

Dans le cas d'une application foliaire, il faut également tenir compte de la rétention du produit sur les feuilles, en amont du ruissellement ou de la percolation dans le sol (Gouy, 1993). En effet, seule une partie des phytosanitaires interceptés par les végétaux et leurs résidus est mobilisée par l'eau de pluie. Il semble que ce lavage foliaire dépende du volume de pluie, et non de son intensité ; la concentration en produit sur les feuilles décroît de façon hyperbolique avec le volume de pluie. Les produits phytosanitaires lipophiles pénètrent les cuticules des feuilles et sont difficilement mobilisables, les produits plus polaires ou solubles sont eux quasi entièrement disponibles pour le lavage. La fraction lavée peut être incorporée au sol, mais reste en général plus disponible pour le ruissellement que les produits épandus sur la surface du sol : elle se concentre dans les zones d'égouttage des feuilles et peut être drainée par le ruissellement.

III. Ruissellement des produits phytosanitaires vers les eaux de surface

Le ruissellement direct est la composante principale de l'écoulement qui contribue aux eaux de surface à l'échelle du champ, l'exfiltration est peu importante à cette échelle. Les pertes de produit phytosanitaire dans le ruissellement peuvent dépasser 2% pour des événements pluvieux intervenant juste après l'application. Ces pertes décroissent ensuite très rapidement, même pour les produits particulièrement persistants. En général quand le ruissellement atteint un cours d'eau, il y a dilution rapide et partition dans les différents compartiments de l'hydrosphère (dilution, sédimentation, dégradation au cours du transport, piégeage par la végétation) mais il peut y avoir concentration dans les chaînes trophiques.

III.1. Effets d'échelle

La surface considérée pour l'étude du ruissellement est particulièrement importante, plus encore que pour les autres processus de transfert : alors que pour ceux-ci on peut souvent considérer qu'il y a un relatif lissage quand on augmente la surface ; il faut, pour le ruissellement, prendre en compte la structuration des écoulements sur le versant quand on étend l'échelle d'investigation.

Cette structuration entraîne un fort effet d'échelle. Les coefficients de ruissellement décroissent en général quand on augmente la surface d'étude, et on peut distinguer des zones de départ et des zones d'accumulation. Celles-ci peuvent devenir elles-mêmes des zones de départ, soit par dépassement de seuil, soit pour un événement hydrologique particulièrement fort.

A la microéchelle ou à l'échelle inter-rigole, l'extraction du produit par le ruissellement peut être provoquée par divers mécanismes : la diffusion et le transport turbulent de la substance dissoute depuis les pores du sol jusqu'à l'écoulement de surface, la désorption depuis les particules du sol dans la couche limite liquide, la dissolution des particules de produit statiques, et l'érosion de ces particules puis leur dissolution dans l'eau mobile (Leonard, 1990). Les produits phytosanitaires sont aussi entraînés dans le ruissellement, attachés aux particules du sol en suspension.

Quand l'écoulement dans un champ se concentre à cause de la topographie, des irrégularités de terrain, des pratiques culturales ... des rigoles se développent, variables en forme et profondeur. A la différence de l'extraction chimique interrigoles, l'érosion en rigole expose une couche plus profonde du sol : suivant la distribution du produit, ce sol peut contribuer à augmenter le produit dans le ruissellement ou en retirer par adsorption*. L'écoulement hypodermique (eau qui s'est infiltrée mais retourne à la surface par suintement en aval ou dans des rigoles, sillons ou autres dépressions) peut aussi contribuer à l'apport de produits dissous dans le ruissellement.

III.2. Facteurs influents

La part des produits phytosanitaires disponibles pour le ruissellement dépend évidemment de nombreux facteurs qui incluent :

- les conditions climatiques (intervalle application/pluie, caractéristiques du hyétogramme*, intervalle entre le début de la pluie et le début du ruissellement, température de l'eau),
- l'environnement pédologique (texture du sol et teneur en matière organique, croûtage de la surface et compaction, teneur en eau, pente, degré d'agrégation et de stabilité),
- les caractéristiques du produit (solubilité, propriétés de sorption, nature polaire ou ionique, persistance, formulation, taux d'application, incorporation au sol)
- les pratiques culturales (contrôle de l'érosion, résidus en place, irrigation).

III.3. Effets des pratiques culturales

L'efficacité d'une pratique culturale pour limiter la perte de produit phytosanitaire dans le ruissellement dépend du mode de transport majeur du produit (sous forme dissoute ou adsorbée) et du fait que la pratique culturale adoptée affecte plutôt le volume de ruissellement, la perte de sédiments, ou les deux. Il faut noter qu'une diminution de la perte en sédiments n'entraîne pas une diminution proportionnelle de la perte en produit phytosanitaire, même s'il est essentiellement transporté sous forme adsorbée, car les pratiques utilisées retiennent en général surtout les fractions grossières, alors que les fractions fines ont un plus fort pouvoir d'adsorption.

IV. Transport hydrodynamique dans le sol et vers les nappes souterraines

Le transfert hydrodynamique des produits phytosanitaires peut les conduire vers les eaux de surface soit par écoulement latéral subsurfacique (suivi éventuellement d'une exfiltration*), soit par percolation vers la nappe souterraine puis transport par celle-ci et échange nappe-rivière.

On suppose en général que le mouvement des produits phytosanitaires dans les sols résulte de trois processus :

- la convection du produit à cause du mouvement d'ensemble de la phase fluide liquide,
- cette convection entraîne une dispersion hydrodynamique (que l'on représente en général en même temps que la diffusion moléculaire).
- la diffusion dans la phase gazeuse du sol. On oublie en général la convection dans la phase gazeuse, qui peut toutefois n'être pas négligeable si le produit est très volatil.

Une hypothèse fondamentale pour décrire ce mode de transfert, que l'on considère la zone non saturée ou la nappe, consiste à découpler le flux d'eau et le transport chimique. On suppose en effet les concentrations de produits assez faibles pour pouvoir assimiler le comportement d'un fluide à celui de l'eau : on résout donc dans un premier temps le problème de son écoulement, et une fois acquis le champ de vitesses, on peut aborder le calcul du transfert du produit.

V. Les mécanismes de rétention (adsorption, absorption, désorption)

On désigne par sorption l'ensemble des phénomènes d'adsorption, d'absorption et de précipitation, qui ne sont pas facilement identifiables isolément (Koskinen et Harper, 1990). Les mécanismes possibles (Seneci, 1992) sont très divers ainsi que les facteurs intervenant ; il pourra s'agir des propriétés physico-chimiques du produit considéré (Nicholls, 1988), des constituants du sol (Soltner, 1980, Fruhstorfer et Al., 1993) - notamment la matière organique (Johnson et Sims, 1993) -, ou des caractéristiques de la solution du sol (Barriuso et Calvet, 1992). On en trouvera une description détaillée dans (Calvet et al., 1980).

Les études sur les phénomènes de rétention sont nombreuses, et ont permis des avancées notables dans la compréhension des processus en jeu ces dernières années. Toutefois, la multiplicité des mécanismes possibles et des facteurs intervenants rend difficile la transposition de résultats obtenus pour une combinaison produit-sol à une autre. La liste des mécanismes possibles, cités dans l'ordre des « forces » croissantes, est à ce propos édifiante :

V.1. Mécanismes de liaison

Une molécule de produit pourra être soumise, suivant ses caractéristiques physico-chimiques :

- à des forces de London-Van Der Waals (2-4 kJ/mol, varient en $1/r^6$. Elles peuvent être importantes pour des polymères neutres ou des matériaux de haut poids moléculaire),
- à des liaisons hydrogène (peuvent varier de 2 à 60 kJ/mol. Elles sont plus importantes pour les liaisons de composés organiques à des surfaces organiques qu'à des atomes d'oxygène inorganiques ou des hydroxyles² de surface),
- à des ponts cationiques (liaison entre un ion échangeable et un groupe fonctionnel organique ionique ou polaire, ou entre un proton d'une molécule d'eau d'hydratation et un groupement fonctionnel. Important dans la liaison de molécules polaires à des surfaces d'argile),
- à des échanges d'anions (attraction d'un anion à un site positivement chargé de la surface du sol : implique un échange d'un anion pour un autre au site de liaison. Mécanismes fréquent dans les sols acides contenant des charges dépendant du pH),
- à un échange de ligand (un groupe fonctionnel organique déplace un hydroxyle inorganique ou une molécule d'eau d'un ion métallique à la surface du sol),
- à une protonation (un groupement fonctionnel organique forme un complexe avec un proton de la surface. Ce processus est important pour les groupements basiques à la surface de sols acides, à faible pH ou très secs),
- à des échanges de cations (ce processus inverse de l'échange d'anion est peu fréquent pour les phytosanitaires, rarement chargés négativement),
- à une liaison covalente (souvent quasi-irréversible),
- à un piégeage physique (pénétration profonde dans les micropores).

V.2. Influence des constituants du sol

Bien que les minéraux adsorbants que sont les argiles, les oxydes et les hydroxydes importent, c'est le contenu en matière organique solide qui est la propriété du sol la plus importante pour les molécules non ionisées (Johnson et Sims, 1993). Les liens avec la matière organique peuvent intervenir avec la substance originale ou avec un produit de transformation. Les processus ou réactions semblent être les mêmes que ceux qui sont responsables de l'humification. Ceci explique en partie la formation de résidus liés. Ceux-ci sont liés à la matière organique par liaison covalente et minéralisés au même taux que l'humus (3 à 5% par an) : ils sont donc relâchés lentement pendant une longue période. Ces processus dépendent d'un grand nombre de facteurs et sont donc difficiles à prévoir quantitativement.

V.3. Aspect cinétique

Notons que l'on peut rarement se contenter du calcul d'un équilibre thermodynamique, et qu'il faut souvent tenir compte de l'aspect cinétique. En effet, l'adsorption se fait souvent en deux étapes :

- la première, rapide, correspond à l'adsorption des molécules situées au voisinage de la surface et serait limitée par la diffusion moléculaire dans le film d'eau au contact de l'adsorbant,
- la deuxième, en un temps plus long, correspond à une limitation de l'adsorption par la diffusion moléculaire dans les particules d'adsorbant (absorption donc). La non-atteinte de l'équilibre que cela entraîne peut en partie expliquer l'hystérésis que montre toujours la désorption des produits phytosanitaires adsorbés. Pour quelques couples soluté-adsorbant, l'hystérésis est particulièrement marquée et se confond avec une fixation irréversible.

Une conséquence notable des phénomènes d'adsorption est qu'ils diminuent en général la dégradation biologique ; ils accroissent parfois, au contraire, les dégradations abiotiques. L'acidité de surface peut être à l'origine d'une dégradation par hydrolyse des molécules qui sont adsorbées sur les minéraux ; les colloïdes humiques peuvent également accroître la dégradation. L'adsorption influence également les

² Hydroxyle : radical OH

phénomènes de transport et modifie évidemment l'activité biocide du produit, en diminuant momentanément sa disponibilité.

VI. La photodégradation

La lumière solaire est une des sources d'énergie principales affectant la perte des produits phytosanitaires exposés. La plupart des phytosanitaires ne sont pas fortement photolysés, sinon leur durée de vie ne serait pas suffisante pour qu'ils soient efficaces. Cependant la photolyse transforme en général petit à petit les pesticides en produits moins toxiques, amorçant la minéralisation ; le produit obtenu dépend de la longueur d'onde, et est souvent similaire à ceux obtenus par d'autres processus abiotiques.

La photolyse dans l'eau peut être directe ou indirecte. Le premier type de mécanisme demande l'absorption de la lumière par le produit, le deuxième commence par l'absorption de la lumière par une substance autre (qui conduit à la formation d'un oxydant), premier maillon d'une chaîne de processus qui aboutit à la dégradation du produit. Bien que les produits ultimes soient en général les mêmes, les cinétiques sont différentes et seul le premier mécanisme a été correctement étudié. La photolyse sur le sol est mal comprise et il y a peu d'études d'estimation des taux de photolyse sur les surfaces dans l'environnement. Il est en effet difficile d'estimer l'atténuation (forte) de la lumière par le sol ou les feuilles. Il peut y avoir protection de la molécule qui pénètre dans les agrégats de sol, le taux de photolyse variant alors avec le délai depuis l'application (Klöpffer, 1992).

VII. Transformations chimiques dans l'eau, le sol, les sédiments

Même dans un sol où a lieu une biodégradation intense, la dégradation abiotique peut être importante. Il est difficile de trancher sur l'importance respective des processus biotiques et abiotiques, qui vont souvent de pair dans la dégradation des produits phytosanitaires. La dégradation abiotique prédomine en profondeur, où la quantité de matière organique et de micro-organismes diminue, ou en dessous d'un seuil d'humidité critique.

VII.1. Réactions en jeu

Les transformations qui interviennent sont essentiellement des hydrolyses et des réactions d'oxydoréduction, dans la phase liquide et aux interfaces entre phases (Lee Wolfe et al., 1990). On distingue trois types d'hydrolyse :

- dans le premier type, un acide, en général un proton, catalyse le processus de rupture de lien dans le produit phytosanitaire et la formation d'un nouveau lien avec un atome d'oxygène d'une molécule d'eau,
- dans le second type, l'ion hydroxyde OH⁻ se comporte comme un nucléophile et est consommé dans la réaction,
- le troisième type regroupe les processus indépendants du pH.

VII.2. Facteurs influents

Les facteurs qui influencent les réactions abiotiques n'agissent pas dans le même sens suivant que l'on se trouve dans des eaux naturelles, à la surface de sédiments, ou dans le sol. En effet, l'environnement à proximité de la surface chargée d'un solide est différent de celui de la solution ; le pH y est supérieur d'une unité à celui de l'eau sus-jacente. De même, la température et le contenu en eau influencent les réactions aux interfaces solide-liquide différemment des réactions en milieux homogènes : l'adsorption décroît avec la température alors que le taux de réaction à la surface augmente (suivant la loi

d'Arrhénius³) et il est difficile de prévoir l'effet net d'une variation de température. Les produits organiques dissous et les particules en suspension peuvent influencer, il s'agit alors sans doute d'un phénomène hétérogène où le soluté se distribue entre les différentes phases en présence. Il arrive que des ions métalliques catalysent la réaction. Le potentiel rédox importe évidemment dans le cas d'oxydoréductions, beaucoup de molécules étant susceptibles d'être réduites en conditions anaérobies.

VIII. Les processus de transformation biologique des produits phytosanitaires

Pour la plupart des produits phytosanitaires, dans la zone racinaire, le rôle des micro-organismes est plus important que les processus physiques ou chimiques. La grande diversité métabolique des souches bactériennes et leur capacité d'adaptation et de mutation leur permettent de dégrader un large spectre de produits dans des conditions variées. Il ne faut pas négliger non plus le rôle de la faune, par le travail mécanique du sol qu'elle effectue et le changement des conditions édaphiques que cela entraîne.

VIII.1. Mécanismes en jeu

Les transformations microbiennes incluent (Houot, 1992, Bollag et Liu, 1990) :

- la dégradation par métabolisme, où le produit sert de substrat de croissance aux micro-organismes. Cette transformation se traduit par la minéralisation complète et relativement rapide du produit.
- la dégradation par co-métabolisme, qui est le mode le plus fréquent. Le produit est transformé au cours de réactions métaboliques, mais ne peut être utilisé comme source de carbone ou d'énergie. Sa dégradation ne se traduit pas par une croissance microbienne, qui nécessite un second substrat carboné, le co-substrat. Le co-métabolisme est un mécanisme fortuit, que beaucoup de micro-organismes sont capables de causer : il ne résulte donc pas en une dégradation poussée d'un substrat donné, mais il se peut que différents micro-organismes transforment une molécule par une séquence d'attaques.
- la conjugaison ou polymérisation. Les produits se polymérisent entre eux ou se lient à d'autres molécules organiques xénobiotiques* ou naturelles.
- la bioaccumulation microbienne des produits phytosanitaires. Le produit est incorporé aux structures microbiennes par adsorption sur les parois ou pénétration à l'intérieur des micro-organismes. Il s'agit plus d'un processus physique d'absorption passive que d'un métabolisme actif. Il peut détoxifier le milieu ou au contraire provoquer l'intoxication des chaînes trophiques.
- les effets secondaires de l'activité microbienne. Le produit subit des transformations en raison des changements de milieu (pH, potentiel rédox, interactions avec les produits du métabolisme microbien) dus aux micro-organismes.

Les principales réactions biochimiques du métabolisme des produits phytosanitaires sont les réactions d'oxydoréduction - les réactions d'oxydation étant les plus fréquentes, initiant souvent les chaînes de dégradation -, les réactions d'hydrolyse, les réactions de synthèse.

VIII.2. Facteurs influents

La nature chimique du produit et les conditions environnementales (notamment pédoclimatiques) influent. La synthèse d'enzymes actives dans la dégradation d'un produit phytosanitaire dépend en particulier de la nature, du nombre et de la localisation de ses groupements fonctionnels. Si la concentration du produit est trop faible, la répartition de la population dégradante sera hétérogène dans le sol, ce qui peut ralentir la dégradation. La nature du métabolisme (minéralisation ou co-métabolisme) peut être largement influencée par les conditions environnementales. Les caractéristiques du sol

³ Loi selon laquelle l'énergie d'activation d'une réaction élémentaire décroît exponentiellement avec la température.

important, notamment par la quantité et la nature de la matière organique, qui stimule la microflore dégradant par co-métabolisme, mais peut ralentir la dégradation du produit immobilisé par adsorption ; le pH, qui joue sur l'adsorption et l'hydrolyse ; la granulométrie et la teneur en argiles. Le pédoclimat influe quant à lui essentiellement par la température, la teneur en eau et l'aération du sol. Certains composés sont dégradés en aérobiose, d'autres en anaérobiose, d'autres nécessitent une alternance, les processus aérobies étant largement dominants... Enfin, certaines souches dégradent dans les deux cas.

VIII.3. Adaptation de la flore

On observe souvent une augmentation de la vitesse de dégradation des produits phytosanitaires après un ou plusieurs apports (dégradation accélérée, qui correspond à l'adaptation de la flore microbienne), ce qui peut nuire à leur efficacité fonctionnelle.

IX. Conclusion

On voit que les processus intervenant dans le devenir des produits phytosanitaires sont fort complexes, et qu'il est difficile de donner des règles de comportement générales : suivant le produit considéré et les conditions environnementales, la modification de tel ou tel facteur influe beaucoup dans un sens, ou au contraire dans l'autre, ou encore pas du tout. De surcroît, des processus peuvent agir en synergie dans certaines conditions, et en opposition dans d'autres.

Suivant l'échelle de temps en jeu, on peut considérer les phénomènes (d'adsorption notamment) comme étant à l'équilibre thermodynamique, ou il faut au contraire représenter leur aspect cinétique. Partout on retrouve une haute non linéarité, particulièrement frappante pour les processus abiotiques, où une très faible quantité de catalyseur peut augmenter la vitesse de dégradation de plusieurs ordres de grandeur.

Remarque : Nous n'avons pas parlé jusqu'ici de l'influence de la formulation du produit phytosanitaire sur son devenir. Celle-ci intervient pourtant quasiment dans tous les processus auxquels il peut être soumis, notamment au niveau de sa durée de vie, sa disponibilité au ruissellement ou au lessivage et sa durée d'action. Cet aspect peut être considéré comme un atout, tant du point de vue des agriculteurs, puisqu'une encapsulation permet d'allonger la durée d'action du produit, que de celui de l'environnementaliste, puisqu'en général, la mobilité du produit est moindre. Il accroît toutefois la variété des comportements possibles pour la même substance active.

Etudes quantitatives et approches existantes

Les connaissances qualitatives des phénomènes régissant le devenir des produits phytosanitaires sont significatives, même si des lacunes demeurent : on ne comprend pas encore, par exemple, ce qui déclenche les relargages, entraînant parfois de brusques "bouffées" de produits phytosanitaires. Par contre, on ne sait pas les représenter de manière satisfaisante d'un point de vue quantitatif, quelle que soit l'échelle considérée.

La littérature donne principalement des résultats à deux échelles très différentes : d'une part la case lysimétrique*, ou la micro-parcelle, du mètre carré à quelques hectares, et d'autre part le bassin versant, de taille déjà importante (plus de 100 km² en général, exception faite de quelques rares petits bassins expérimentaux de recherche).

★ Dans le premier cas, il s'agit d'études pointues, visant à étudier par exemple l'influence d'un paramètre unique, les autres conditions étant fixées, ou se concentrant sur un phénomène particulier. Il faut noter que des processus ayant une grande importance quantitative sont relativement peu étudiés, à cause de la difficulté d'accéder aux conditions aux limites les gouvernant. Il est frappant notamment de constater que les phénomènes précédant l'entrée dans le sol, qui peuvent conduire à la dégradation ou à

l'exportation de la plus grande partie du produit, sont très peu quantifiés, parce que leur étude est ingrate.

Notons au sujet de ces études pointues que l'étude au laboratoire du comportement à moyen et long terme des produits dans les sols est sujette à caution au delà de quelques mois : un sol n'a pas au laboratoire un fonctionnement normal au delà d'une certaine durée, la micro flore et la micro faune notamment ne s'y développant pas de façon habituelle. On aboutit ainsi notamment à des temps de demi-vie très différents de ceux obtenus par des études équivalentes au champ (C. Guyot, communication personnelle).

★ Dans le deuxième cas, il s'agit de suivis plus ou moins réguliers des concentrations à l'exutoire de petits versants expérimentaux (Bourgoin et Safont, 1993, Safont, 1992, Cemagref Rennes, 1993, Munoz, 1992), de plus grands bassins (Bourgoin et al., 1992, SRPV de Rennes, 1993), ou dans des nappes souterraines (Agence de l'eau Rhin-Meuse, 1992, Schiavon et Thevenot, 1990, Escutia Acedo et Rivoire, 1993). Ces suivis ont permis de scinder les produits phytosanitaires en deux classes : ceux que l'on retrouve tout au long de l'année, voire plusieurs années après leur application, et ceux que l'on ne détecte que lors de quelques épisodes pluvieux après leur application, à des concentrations d'autant plus fortes que le délai application-pluie a été court.

Malheureusement, les résultats de ces deux types d'études ne paraissent pas transposables à d'autres systèmes ou extrapolables à d'autres conditions. En effet, la complexité des processus intervenant, leurs interactions, la variabilité des paramètres, sont telles que l'on ne peut guère avancer de prédictions quantitatives. On peut au mieux, quand les conditions sont similaires, espérer observer le même type de comportement.

I. Changement d'échelle, nécessité d'une approche de modélisation.

On pourrait penser que la complexité observée à l'échelle de la case lysimétrique s'estompe quand on passe à des surfaces supérieures, certains processus dominant les autres, et la variabilité "s'intégrant" sur une grande surface, conduisant à un comportement plus linéaire et plus facilement prévisible. Toutefois, nos connaissances ne sont pas encore suffisantes pour savoir identifier les processus dominants qui contrôlent cette linéarisation, et on ne peut affirmer a priori que deux bassins sont semblables du point de vue de leur comportement vis à vis des produits phytosanitaires. Les processus dominants doivent d'ailleurs varier d'un bassin à l'autre et d'un produit à l'autre, tout comme varient les processus dominant les écoulements d'eau en fonction des caractéristiques climatiques et hydrogéologiques des bassins.

Il faut être conscient que la quantité de produit phytosanitaire que l'on peut retrouver dans les eaux de surface ne représente au plus que quelques pour-cents des quantités appliquées, et que l'on ne peut en aucune façon appliquer une relation de proportionnalité entre les quantités épandues et les quantités parvenant au milieu aquatique. La difficulté des outils d'évaluation du risque réside en partie dans le fait que l'on ne se préoccupe que de cette part infime de produit qui peut poser problème en atteignant le réseau hydrographique.

La démarche "naturelle" pour quantifier les risques sur grandes surfaces paraît être celle de la régression multiple⁴, vue la difficulté d'une approche passant par la description de chaque processus. La présentation des processus faite plus haut, la multitude de paramètres intervenant laissent toutefois imaginer la quantité de données qui serait nécessaire pour mener à bien une telle tâche. Une démarche statistique s'avère donc pour l'instant irréaliste.

Il semble que l'on ne puisse pas s'affranchir d'une certaine représentation des phénomènes, plus ou moins détaillée, prenant en compte leurs causalités, pour aboutir à une quantification du risque

⁴ Corrélation polynomiale entre plusieurs facteurs (par opposition à une régression simple, où on n'utilise qu'un facteur explicatif).

encouru. Les modèles semblent le seul moyen rationnel de représenter la distribution spatiale et temporelle d'un produit dans l'environnement (Enfield et Yates, 1990).

II. Modèles existants

Pour modéliser le transfert des phytosanitaires, deux grandes classes de travaux ont été développées :

- d'une part la modélisation de processus isolés,
- d'autre part des modèles "complets", au sens où ils prétendent représenter l'ensemble des phénomènes intervenant dans le devenir des produits phytosanitaires.

Tous demandent un calage lourd. Les paramètres doivent en effet intégrer les défauts de structure du modèle, qui utilise des représentations simplistes des phénomènes. La variabilité des coefficients caractérisant les produits phytosanitaires, comme les coefficients d'adsorption, ou la demi-vie (valeur difficile à interpréter car il intègre éventuellement la volatilisation, la photolyse, le prélèvement par les plantes) au fil des articles est une bonne démonstration de la difficulté d'alimenter ces modèles. Ces coefficients varient en effet avec les conditions utilisées au laboratoire ou le terrain sur lequel ils ont été déterminés.

II.1 Modèles "mono processus"

Les approches choisies sont le plus souvent très simplifiées au regard de la complexité des processus à représenter.

Par exemple, le nombre des facteurs intervenant et la difficulté de quantifier leur influence conduisent à adopter une simple cinétique du premier ordre pour représenter des processus aussi divers que la photolyse, la dégradation chimique, ou la dégradation biologique. Pour cette dernière, certains modèles prennent en compte l'effet de la température et de l'humidité du sol et peuvent décrire des cinétiques de dégradation au champ. Les paramètres ont souvent peu de fondement biologique (Houot, 1992). D'autres modèles au contraire prennent en compte la croissance microbienne. Il faut alors différencier suivant que la dégradation se fait par métabolisme ou co-métabolisme. On peut aussi choisir de représenter les pertes dans le sol (biologiques et non biologiques) par un modèle cinétique unique, prenant en compte l'influence de la température (Shui-Ming et al., 1993).

Peu de modèles prennent en compte le prélèvement par les plantes, en l'absence de connaissances suffisantes. On peut citer Behrendt et al. (1993) qui utilisent un modèle de plante à compartiments, couplé à un modèle de transport hydrodynamique dans le sol pour étudier le devenir du composé dans le système eau-sol-plante. Cette approche permet d'expliquer les concentrations dans les feuilles et fruits au divers stades de végétation, mais reste très expérimentale. Les équations utilisées (Himel et al., 1990) pour le lavage foliaire comportent également un grand degré d'empirisme. Le calage reste en effet très approximatif dans la mesure où les données intermédiaires relatives aux quantités détruites, lavées ou restant sur la canopée font défaut.

L'échelle considérée a une importance cruciale pour le ruissellement, et le changement d'échelle présente quelques difficultés particulières. Sur une très petite surface, il n'est pas nécessaire de prendre en compte le dépôt des sédiments, la réinfiltration ..., et on peut considérer le ruissellement comme homogène du point de vue des concentrations en produit et en matières en suspension. Pour des surfaces plus importantes par contre, on ne peut pas considérer qu'il y a intégration des processus et linéarisation, et il est nécessaire de prendre en compte l'hétérogénéité du terrain.

Les modélisations du ruissellement sont plus ou moins complexes, utilisant une équation globale du type de l'USLE⁵ pour l'érosion (Foster et al., 1977), ou une représentation plus fine qui différencie les classes granulométriques, les produits phytosanitaires s'adsorbant plus aisément sur les fractions fines.

⁵ USLE : alias Universal Soil Loss Equation, ou équation universelle de perte de sol. Il s'agit d'une équation de régression, obtenue après de très nombreux essais sur les sols américains, et qui permet de relier la perte annuelle en sol et les caractéristiques du terrain (type de sol, pente, longueur du versant...). Cette équation a très souvent été utilisée hors du

Pour ce qui est de l'extraction dans le ruissellement, la plupart des modèles considèrent qu'elle passe par un mélange parfait entre l'eau du ruissellement et l'eau contenue dans une profondeur donnée de sol (ou que l'efficacité du mélange suit une loi décroissant exponentiellement avec la profondeur). Ces approches échouent à rendre compte de l'évolution temporelle des concentrations dans l'eau recueillie et à la surface du sol entre les périodes où il y a ruissellement (Wallach et Van Genuchten, 1990). Ces auteurs proposent de considérer que le transfert dans le sol est régi par la convection-dispersion et que l'extraction dans le ruissellement passe par une convection à travers une couche laminaire limitée à l'interface sol-ruissellement. Cette approche diffère de celle classiquement utilisée en ce qu'elle ne suppose pas un équilibre instantané entre l'eau du sol et l'eau du ruissellement.

La plupart des modèles décrivant le transport hydrodynamique des produits phytosanitaires dans la zone non saturée ont été développés à partir de la théorie des processus physiques et chimiques affectant le transport de solutés dans le sol. De telles approches déterministes sont nombreuses (Cameron et Klute, 1977, Bajracharya et Barry, 1992). Il existe toutefois des approches stochastiques (Destouni, 1993, Kabala et Sposito, 1994, Russo, 1993) donnant des résultats intéressants. En général, le milieu est supposé homogène, et la validation est rendue difficile par l'existence de chemins d'écoulement préférentiels.

Pour les phénomènes d'adsorption, l'approche habituelle des isothermes d'équilibre ne peut rendre compte des partitions soluble/adsorbé observées, et il faut envisager d'autres types de représentation. L'approche la plus satisfaisante (Liwang Ma et Selim, 1994) semble être d'utiliser un modèle à deux ou trois types de sites, caractérisés par des énergies de liaison plus ou moins élevées, la liaison la plus forte correspondant aux résidus liés. Cette approche permet de rendre compte des vitesses de réaction observées (en prenant un taux de réaction dépendant du nombre de sites libres dans chaque type) et de l'hystérésis, alors que les approches habituelles demandent de dissocier adsorption et désorption.

II.2 Modèles "complets"

On distingue trois types de modèles : les modèles de recherche, de gestion, et de screening*⁶. L'appartenance d'un modèle à une classe plutôt qu'une autre est assez subjective et dépend en fait de l'utilisation que l'on en fait.

Les modèles de recherche (par exemple, le LEACHM de Wagenet et al., 1989) sont utiles pour la compréhension des processus et de leurs interactions. Ce sont pour l'instant les seuls outils qui permettent de tester des hypothèses sur le comportement du système et d'identifier les processus dominants. Ils sont toutefois lourds à mettre en oeuvre, et demandent des informations dont il est

contexte dans lequel elle a été développée, de surcroît pour des modèles utilisant un pas de temps très inférieur à l'année, ce qui compromet quelque peu sa validité.

⁶ En parallèle à cette classification « fonctionnelle », on peut ajouter des distinctions « structurelles » :

- un modèle est dit global s'il représente l'objet à modéliser comme un tout homogène du point de vue spatial, alors qu'il est distribué s'il le discrétise en unités homogènes, éventuellement reliées entre elles par des lois de comportement.
- un modèle mécaniste utilise pour décrire les phénomènes en jeu les équations complètes qui les régissent, alors qu'un modèle empirique utilise une fonction de transfert reliant entrée et sortie, sans prétendre expliquer les phénomènes. Les modèles conceptuels représentent une classe intermédiaire, en s'appuyant sur des équations simplifiées pour rendre compte de la perception que l'on a des processus dominants.
- enfin, on peut distinguer les modèles déterministes et stochastiques, suivant les hypothèses qu'ils font sur la nature des processus et des variables qui les gouvernent.

Là encore, ces définitions nettes sont un peu illusoire : un modèle distribué est global à l'échelle de la maille de discrétisation ; on ne peut, en pratique, revenir aux lois de base de la physique pour décrire les processus et chaque modèle est en fait conceptuel, à des degrés divers ; la variabilité spatio-temporelle des paramètres intervenant nécessite une prise en compte implicite (moyenne) ou explicite (approche géostatistique, par exemple) de leur caractère, stochastique à l'échelle où nous les observons.

La structure d'un modèle n'est pas entièrement déterminée par l'utilisation que l'on veut en faire, même si les modèles de recherche sont plus souvent mécanistes et distribués que les modèles de screening.

difficile de disposer "en routine". De plus, ils se limitent à des cases lysimétriques ou à la parcelle, et leur transposition à l'ensemble d'un bassin versant n'est pas licite.

Les modèles de screening ont pour but de comparer des situations ou des produits. Ce sont de précieux outils, mais ils ne peuvent donner que des grandeurs relatives.

Les modèles de gestion veulent décrire le bassin versant (AGNPS de Young et al., 1987 ou ANSWERS de Beasley, 1982 ou encore SWAT de Arnold, 1993) ou la colonne de sol (PRZM de Carsel et al., 1984 ou Pestfade de Clemente et al., 1993) en ne représentant que les processus dominants, de façon simplifiée. Cette démarche paraît sage, au vu de la complexité des phénomènes. Cependant, ces modèles disposent d'un nombre de paramètres élevé et leur validation, en dehors des jeux de données autour desquels ils ont été construits, est problématique et limite leur utilisation "en routine". Pour l'instant, on ne peut pas vraiment leur accorder une valeur prédictive, mais plutôt les utiliser comme modèles de screening.

Pour les modèles de recherche également, le calage est nécessaire et reste délicat. En effet, outre les erreurs de structure du modèle et les erreurs de mesure, les paramètres doivent intégrer la variabilité spatiale des caractéristiques du milieu, et l'on ne sait pas toujours calculer les paramètres effectifs adaptés à une discrétisation spatiale, à supposer qu'ils existent, ce qui n'est pas toujours le cas (Binley et al., 1989).

III. Conclusion

Si les études quantitatives sur le devenir des produits phytosanitaires existent, elles ne sont donc pas actuellement suffisantes pour nous permettre de prévoir avec un degré de certitude suffisant les concentrations d'un produit dans les eaux de surface : la diversité des situations, la non linéarité des processus en jeu, et la grande variabilité spatio-temporelle des grandeurs intervenant, ne permettent pas pour l'instant une démarche purement statistique et rendent nécessaire le passage par une modélisation plus descriptive. Or les modèles actuels, bien qu'ils permettent de classer des situations, ou de simuler finement le comportement d'un produit sur une surface restreinte et dans des conditions bien contrôlées, échouent pour l'instant à simuler des chroniques de concentrations.

Pourtant, le constat trop fréquent de concentrations de produits phytosanitaires dépassant les normes en vigueur dans les eaux de surface incite à fournir aux gestionnaires de bassins versants des outils leur permettant d'améliorer cette situation. Le chapitre suivant expose quelques considérations sur les pistes qu'il nous semble utiles de suivre pour atteindre cet objectif, et conclut sur les hypothèses et choix faits au sein du travail que nous exposons ici.

Chapitre 2 : RÉFLEXIONS SUR LA DÉMARCHE DE MODÉLISATION À ADOPTER

Introduction

Devant la connaissance très imparfaite de beaucoup des phénomènes intervenant dans le transfert des produits phytosanitaires, la tendance naturelle est la complexification des modèles de gestion actuels, en rajoutant des paramètres nouveaux ou des fonctions plus compliquées. Cette tendance, un peu vaine si elle n'est pas bien maîtrisée, doit s'accompagner d'une réflexion sur la structure même des modèles et les représentations à adopter pour les phénomènes en jeu. Nous proposons quelques réflexions dans cette optique, avant d'exposer les choix et hypothèses effectués pour notre travail de modélisation, dans le but de fournir un outil de diagnostic utile à l'aménagement des petits bassins versants agricoles.

Structuration de la démarche

1. Hiérarchisation des processus. Nécessité de représenter les composantes de l'écoulement de façon réaliste.

De façon générale, il paraît essentiel, pour chaque système étudié, et au vu des résultats visés, de hiérarchiser les phénomènes à représenter en fonction de leur importance sur le comportement global du système. L'analyse de la bibliographie nous a montré en effet que suivant le produit, le terrain d'application et l'échelle considérés, les processus dominants pouvaient changer.

L'hypothèse consistant à découpler la représentation des flux d'eau et de produits phytosanitaires, comme on l'a déjà évoqué pour la modélisation du transport hydrodynamique dans le sol, semble actuellement nécessaire pour simplifier le problème à traiter.

Si l'on s'intéresse maintenant plus particulièrement à la partie hydrologique des modèles existants, elle paraît le plus souvent frustrante : ceux-ci se limitent en effet le plus souvent à représenter un débit à l'exutoire, sans prendre en compte les proportions ou la répartition spatiale des différentes composantes de l'écoulement, ni les temps de transfert de l'eau. Pourtant, l'eau est le vecteur essentiel des produits phytosanitaires sur un bassin versant, et le chemin suivi est déterminant pour le devenir de ces derniers. Les modèles actuels ont par ailleurs plutôt tendance à représenter l'eau sous forme de réservoirs ou de stocks, sans rendre compte de l'aspect dynamique des échanges de matière

qu'entraîne son transfert. Or il n'est pas équivalent pour un produit d'être acheminé au ruisseau par le ruissellement provoqué par une pluie suivant de peu son application, de percoler rapidement vers la nappe par un écoulement préférentiel ou d'être entraîné par un écoulement latéral non saturé, avec de fortes chances de subir une dégradation biologique (voir l'annexe 2 pour un rappel des principales composantes de l'écoulement).

Ainsi, Fisher et Al. (1997) mettent en œuvre deux modèles conceptuels distribués, AGNPS et ANSWERS, sur un bassin versant, en utilisant d'abord les données spatialement distribuées dont ils disposent, puis des distributions correspondant à des degrés divers de mélange, jusqu'à aboutir à un paysage complètement désorganisé : ils concluent à une sensibilité très faibles des deux modèles à la répartition spatiale des données, ce qui nous semble aller à l'encontre de toutes les observations de terrain sur l'influence de l'occupation des sols sur la contamination des eaux de surface par des produits phytosanitaires. Cette étude nous semble donc montrer l'inadéquation de tels modèles à des problèmes d'aménagement.

Des chemins divers donnent une signature différente à l'eau, que ce soit en termes de traceurs isotopiques ou chimiques, ou de polluants. Les interactions des produits phytosanitaires avec le sol et les particules érodées (adsorption, désorption), avec les micro-organismes susceptibles de les dégrader (dégradation biotique, mais aussi abiotique suivant les conditions pédologiques), les temps d'exposition à la lumière (photolyse) et l'atmosphère (volatilisation) sont en effet différents pour des cheminements différents.

Par exemple, si l'on peut dans un modèle hydrologique assimiler le ruissellement et l'écoulement hypodermique rapide, on ne le peut plus quand il s'agit des produits phytosanitaires. Par exemple, des traçages isotopiques (De Walle et Pionke, 1994) ont montré que la part d'eau "vieille" sur des bassins versants était incompatible avec la part d'eau "ruisselée" trouvée par décomposition de l'hydrogramme. Pourtant, il n'est pas indifférent pour un produit, susceptible d'être adsorbé ou dégradé au cours de son transfert, d'être transporté dans le ruissellement, où se produisent une érosion et des échanges particulaires, ou d'être lessivé vers la proche subsurface puis d'y rester. L'eau arrivant dans ce cas à la rivière peut être de l'eau antérieure à l'événement pluvieux déplacée par effet piston, de l'eau liée libérée par intumescence de la nappe, ou encore de l'eau stagnant en surface (Buttle, 1994).

S'attacher à représenter de façon réaliste les différentes composantes de l'écoulement paraît donc un préalable nécessaire à une modélisation plus pertinente du devenir des produits phytosanitaires sur un versant ou un bassin versant.

II. Aspect temporel

Nombre d'aspects du comportement des produits phytosanitaires sont étudiés, pour satisfaire à la réglementation, notamment le comportement dans les sols. Malgré ces études, il reste des points à approfondir, particulièrement sur les écoulements rapides (surfaciens ou subsurfaciens). Par exemple, les modèles actuels, utilisés avec des données issues de la littérature, prédisent des temps d'arrivée à la nappe bien plus élevés que ceux auxquels conduisent les observations. Cette percolation rapide vers les eaux souterraines doit provenir d'écoulements préférentiels ou de déstabilisations de colloïdes, entraînant des "bouffées" de produits.

Nous en arrivons à un point justifiant le traitement spécifique qu'exige la modélisation du transfert des produits phytosanitaires par rapport à d'autres substances potentiellement à risque pour l'environnement. Ceux-ci, en effet, sont soumis à des processus intervenant à au moins deux échelles de temps :

- d'une part les processus intervenant peu de temps après leur application ou après des épisodes pluvieux majeurs, comme les écoulements préférentiels, l'entraînement dans le ruissellement ou la déstabilisation des colloïdes (de l'ordre de deux à trois semaines),
- d'autre part des phénomènes se déroulant sur plusieurs années, comme le lessivage vers les nappes profondes et le transport dans les eaux souterraines.

Il semble que ce soit les phénomènes du premier groupe qui entraînent les concentrations maximales observées, les phénomènes du second groupe étant responsables du bruit de fond observé pour certains produits tout au long de l'année.

Il est pour l'instant difficile d'envisager un modèle représentant l'ensemble des processus et il semble judicieux de représenter chacun de ces deux ensembles de processus par un modèle propre, celui à pas de temps court alimentant éventuellement celui à pas de temps long. Le même processus pourrait par exemple être représenté d'un point de vue cinétique dans le modèle à pas de temps court, alors que la représentation de l'équilibre thermodynamique serait suffisante dans le modèle à pas de temps long.

Il est délicat de détailler la démarche adoptée en l'absence d'un cas concret [terrain + produit], mais on peut par exemple envisager de négliger les dégradations chimique et biologique dans le modèle à pas de temps court, et n'y inclure comme transformations que la photolyse et la volatilisation, qui interviennent assez rapidement après l'application. Dans le modèle à pas de temps long, par contre, ces phénomènes ne pourraient plus être négligés. De la même façon, il peut être nécessaire dans le premier cas de représenter l'adsorption de façon cinétique, alors que la représentation à l'équilibre thermodynamique pourrait être suffisante dans le second cas.

Cette modélisation en deux temps se heurtera toutefois au problème des conditions aux limites : le modèle à pas de temps court est en effet gouverné par les conditions aux limites du modèle à pas de temps long, et il faudrait donc en toute rigueur envisager une modélisation couplée.

III. Aspect spatial

On peut espérer scinder le système du point de vue spatial de la même façon que du point de vue temporel, en considérant que les phénomènes à court terme se limitent au ruissellement et aux écoulements rapides, c'est-à-dire en surface et proche subsurface, alors que les phénomènes à long terme se manifestent dans l'infiltration et la percolation vers la nappe c'est-à-dire concernent essentiellement la zone non saturée et la nappe souterraine.

Dans de nombreuses configurations toutefois, par exemple dans le cas d'écoulements karstiques ou préférentiels, d'écoulements rapides le long de puits de pompage, ou d'une intumescence de la nappe due à la non linéarité du comportement de la frange capillaire¹, les deux systèmes interagissent, le deuxième étant également soumis à des phénomènes à court terme. Cette partition éventuelle entre les deux systèmes ne doit donc être décidée qu'au vu du domaine étudié.

D'autre part, il est essentiel de rendre compte de l'organisation spatiale du paysage, notamment pour représenter de façon pertinente le ruissellement et l'érosion, facteur majeur du transport des produits phytosanitaires vers les eaux de surface pendant les événements pluvieux. Le réseau anthropique (routes, fossés, haies et talus) provoque en effet des redirections d'écoulement par rapport aux directions qu'impose la seule topographie (Mérot et Bruneau, 1993), et conduit donc à des écoulements différents de ceux que générerait un bassin « naturel » qui aurait les mêmes topographie et pédologie. Pour les phénomènes à long terme par contre, il semble en première approche qu'il suffise de représenter la morphologie du versant (en surface et en subsurface).

On notera enfin que suivant le système considéré, l'aspect temporel ou au contraire spatial peut revêtir plus d'importance. Ainsi, dans un système karstique, l'aspect temporel domine, alors que dans un petit bassin breton sur schiste ou granite, il faut prendre en compte de façon détaillée l'organisation du paysage. On ne peut donc scinder le système du point de vue spatial qu'au vu du système étudié.

¹Libération de l'eau liée de la frange capillaire par un apport d'eau. Il arrive que le volume d'eau rendu ainsi disponible pour l'écoulement soit important par rapport au volume d'eau amené (Cf. Partie I, Chapitre 3)

IV. Conclusion

Les considérations exposées plus haut ne donnent qu'un faible aperçu de la diversité des situations envisageables. Il faut en effet prendre en compte à la fois le comportement hydrologique du bassin (par exemple le type de ruissellement prédominant, l'importance de la nappe aquifère, les composantes majeures de l'écoulement - subsurface, surface, par macropore - ...) et les caractéristiques propres du produit (affinité pour les sols, dégradabilité ...).

Quant aux conditions climatiques, il est évident qu'à bassins et produits comparables, un climat méditerranéen et un climat océanique n'impliquent pas le même genre d'événement pluvieux, donc de réponse hydrologique, et par suite de réponse au niveau de la qualité de l'eau.

Un point qui paraît essentiel, pour la modélisation du transfert des produits phytosanitaires encore plus que pour la "classique" modélisation pluie-débit, est qu'on ne peut juger du modèle à construire, des choix à faire quant aux processus à représenter, de la représentation des processus du point de vue cinétique ou à l'équilibre, qu'au vu du système étudié².

Hypothèses effectuées. Décisions prises pour la suite du travail

Au vu du paragraphe précédent, il semble que pour chaque système [produit + bassin + pratiques agricoles], il faille, si l'on désire simuler des chroniques de concentrations (ou des flux) de produit dans le réseau hydrographique du bassin considéré, construire un nouveau modèle, suivant les processus qui y dominent.

Pourtant, quelques uns des points abordés ne semblent pas dépendre du système considéré, notamment la nécessité de modéliser correctement les différentes composantes de l'écoulement, et l'implication des écoulements rapides dans les concentrations maximales observées peu de temps après l'application de produits. De façon générale, la prise en compte de l'organisation spatiale du bassin versant, qu'il s'agisse de l'occupation des sols, ou des structures susceptibles de rediriger les écoulements (fossés, routes, talus, drainage agricole) semble également primordiale.

- ⇒ Face au constat de l'échec des modèles actuels à modéliser des concentrations en produits phytosanitaires à l'échelle du bassin versant, nous abandonnons ainsi momentanément l'objectif de la modélisation des concentrations de produits phytosanitaires dans les eaux de surface que nous avons envisagée au début de travail, et qui nous apparaît peu réaliste dans l'état actuel des connaissances.
- ⇒ Il nous semble par contre qu'un modèle qui modéliserait de façon pertinente les composantes rapides de l'écoulement constituerait un précieux outil de diagnostic, et nous tenterons, dans la suite de ce travail, de développer un modèle représentant de façon satisfaisante les composantes de l'écoulement, notamment ses composantes rapides.

★ En effet, il existe actuellement des modèles capables de représenter plus ou moins correctement les concentrations de produits susceptibles de quitter une parcelle, ou tout du moins capables d'identifier les parcelles à risque en termes de départ de produits phytosanitaires.

Or tout incline à penser (C. Guyot, communication personnelle) que les produits retrouvés dans les eaux de surface, qui représentent une part minime des quantités épandues, proviennent d'une faible partie de la surface d'un bassin versant, préférentiellement reliée au réseau hydrographique par des voies d'écoulements rapides : ruissellement, écoulement dans le réseau de drainage agricole, dans un réseau de fossés de surface, dans les macropores....

² La notion de système inclut ici le bassin, le produit, les conditions climatiques et les pratiques culturales.

⇒ La connaissance conjuguée des parcelles "à risque" du point de vue de la production de produit phytosanitaire et des voies préférentielles d'écoulement donnerait un premier aperçu de la situation du bassin versant étudié vis-à-vis du risque de contamination des eaux de surface par les produits phytosanitaires. Le seul critère d'éloignement au réseau hydrographique nous apparaît un peu frustré pour juger si une parcelle représente un risque de contamination ou pas. Ce n'est en effet pas tant la distance spatiale qui importe en ce domaine que la distance temporelle.

Un outil de diagnostic permettant d'identifier ces parties du bassin qui alimentent par "transfert direct" est dans cette optique préférable à un modèle qui fournirait le champ des vitesses d'écoulement partout sur le bassin³. La prise en compte de l'aménagement du paysage, et de la disposition des parcelles sur le bassin est dans cette optique primordiale.

★ Un autre argument pour avancer dans la compréhension des écoulements sur un bassin réside dans la nécessité de comprendre la mobilisation d'un produit dans le "ruissellement" : quand le sol est humide, une partie du produit est sous forme de soluté (c'est d'ailleurs ce qui contribue à son efficacité). Quand il pleut, il est mobilisé en ruissellement strict, plus ou moins concentré, et en écoulement hypodermique. Or on ne sait actuellement pas ce qui se passe dans cette partie du sol, qu'il s'agisse de la profondeur de sol concernée, ou de la vitesse des écoulements. On ignore également quelle part de ce qui est habituellement identifié comme du ruissellement du point de vue de l'analyse hydrologique correspond en fait à un écoulement hypodermique. Ceci importe entre autres pour comprendre et optimiser l'efficacité des dispositifs enherbés, souvent présentés comme une solution satisfaisante pour piéger les produits phytosanitaires entre leur lieu d'émission et le réseau hydrographique (Patty et al., 1996), mais dont on ne connaît pas encore le mode de fonctionnement.

I. Structure du modèle

Le modèle développé devra donc représenter les composantes rapides de l'écoulement sur le bassin d'application. On se restreint dans un premier temps a priori à des bassins de quelques km², afin de limiter la quantité de données à acquérir.

L'approche d'un modèle conceptuel distribué est intéressante :

- Le caractère distribué permet de prendre en compte la variabilité spatiale et l'intégration des phénomènes le long des versants⁴. De plus, compte tenu de l'importance de l'agencement relatif des parcelles et du réseau anthropique, un modèle distribué paraît incontournable.
- La complexité et le nombre des processus interdisent une approche purement mécaniste, et nécessitent une démarche plus conceptuelle, permettant une simplification de la représentation des processus. Toutefois, cette simplification doit être menée à bon escient : la représentation des processus doit rester assez proche de la réalité pour qu'il soit possible à terme d'y coupler, même de façon fruste, la représentation d'un transfert des produits. Par exemple, les modèles hydrologiques ne représentent souvent l'eau qu'en termes de flux, sans prendre en compte l'aspect de stock, qui importe pourtant du point de vue de la qualité de l'eau. L'eau immobile tamponne la réponse chimique du bassin, d'autant que le séjour d'un produit en son sein accroît la probabilité qu'il soit dégradé.

On tâchera de surcroît d'adopter une structure la plus modulaire possible pour le modèle. Celle-ci présente en effet des avantages significatifs :

³ Ceci vaut au moins pour des produits à durée de vie relativement courte : pour des produits plus persistants, le mouvement général de l'eau importe également.

⁴ On peut considérer en première approche qu'un bassin versant est constitué de la somme de versants, le versant "de tête" ayant toutefois un comportement un peu particulier par rapport aux versants alimentant le réseau hydrographique de façon latérale, en ce qu'il subit un contrôle aval par le niveau d'eau dans le ruisseau moins important.

- elle permet de scinder le système en entités n'interagissant que par un nombre de relations restreint, et diminue le degré de complexité global de l'outil recherché.
- elle permet de tester les hypothèses faites sur le fonctionnement de chaque entité ou sur les relations entre deux entités, grâce aux découplages qu'elle permet, à condition toutefois de disposer des données intermédiaires nécessaires à leur vérification. On ne jugera du degré de complexité à adopter pour chaque processus (qui peut d'ailleurs varier avec les cas considérés et l'échelle d'étude) qu'après avoir utilisé ce type de modèle modulaire, testé la sensibilité de ses différents modules aux simplifications envisageables ...
- une telle architecture permet de plus d'intégrer les nouvelles connaissances, évitant d'avoir à restructurer le modèle, ou à le dévoyer en changeant la représentation d'un phénomène.

Il nous semble que ce caractère modulaire sera d'autant plus facile à développer que les entités et les processus à représenter seront définis de façon précise du point de vue de leurs propriétés et des relations qui les concernent, avant la conception du modèle. Par exemple, la définition comme entités propres des parcelles d'une part, et des éléments du réseau anthropique, ou du réseau hydrographique d'autre part, nous semble permettre une formulation du problème plus claire et plus conceptuelle que de décrire l'ensemble de façon homogène, ce qui obligerait à une représentation exhaustive des processus en jeu. Il s'agit donc de tendre à une modélisation orientée objet.

II. Validation

La cohérence de la partie hydrologique du modèle et son adéquation à la réalité du bassin étudié pourraient être améliorées en le calibrant, non seulement sur le débit à l'exutoire, mais sur des variables intermédiaires (humidité du sol, proportions des différentes composantes à l'écoulement données par des traçages chimiques ou isotopiques, débit d'affluents ...). Juger de l'adéquation d'un modèle hydrologique à la réalité qu'il est censé représenter par la seule correspondance des débits simulés et observés est en effet insuffisant : plusieurs combinaisons de processus peuvent aboutir aux mêmes débits (Grayson et Al., 1993, Gineste, 1998). Comme on l'a exposé en justifiant l'objectif assigné au modèle développé, il ne s'agit pas tant de donner des proportions précises que de représenter de façon réaliste et pertinente pour la modélisation à suivre le comportement du bassin suivi. A cet effet, l'intégration de nouveaux outils et résultats (télétection, traçages isotopiques ou chimiques, géochimie...) peut donner de précieuses indications, même si elles sont plus qualitatives que quantitatives.

Conclusion

Les aspects propres aux produits phytosanitaires suggèrent quelques contraintes pour une démarche de modélisation à l'échelle du versant ou du bassin versant :

- il semble essentiel de décrire les différentes composantes de l'écoulement, les trajets potentiellement suivis par l'eau et les produits qu'elle véhicule n'étant pas équivalents du point de vue du devenir de ces substances,
- les produits phytosanitaires sont soumis à des processus se manifestant à deux échelles de temps contrastées (quelques jours ou quelques semaines contre quelques mois ou quelques années) : il convient d'en rendre compte dans un modèle. Un pas de temps unique, nécessairement fin pour pouvoir représenter les processus se manifestant à un pas de temps court, conduirait à un modèle très lourd en temps de calcul,
- de même, au vu du système étudié, on peut parfois distinguer les zones de production et de transformation du produit des zones de transfert.

⇒ Ces considérations, conjuguées à l'incapacité où l'on est actuellement de simuler facilement (c'est à dire sans passer par l'acquisition de nombreuses données et la mise en

oeuvre d'un modèle complexe) des concentrations de produit au départ d'une parcelle, ont motivé le développement d'un modèle hydrologique, représentant les composantes de l'écoulement, notamment ses composantes rapides.

Le modèle sera conceptuel distribué, de structure aussi modulaire que possible. Malgré son caractère conceptuel, les écoulements seront toutefois représentés de façon assez "réaliste" pour qu'il soit possible d'identifier les zones contribuant à l'écoulement, tant au niveau de leur position sur le bassin que de la couche de sol concernée : conjugué à la connaissance de la localisation des stocks des produits mobilisables par l'écoulement, cet outil permettra d'identifier les zones à risque du point de vue de la contamination des eaux de surface par les produits phytosanitaires.

⇒ Un tel modèle permettra de comparer l'impact environnemental de différentes configurations d'utilisation des terres agricoles et de contribuer à réduire les potentialités de transfert liées à l'utilisation des produits phytosanitaires.

Ce travail repose sur l'hypothèse majeure que la connaissance des voies d'écoulement rapides sur un bassin permet une approximation pertinente des situations à risque sur bassin, sans qu'il soit nécessaire de passer par la modélisation de concentrations de produits, qui paraît pour l'instant inaccessible à l'échelle du bassin versant, du moins de façon opérationnelle.

Dans cette perspective, le chapitre suivant présente les processus usuellement évoqués dans la formation des composantes rapides de l'écoulement, en insistant sur les spécificités des bassins ruraux, souvent occultées dans les modèles hydrologiques, notamment le rôle du réseau anthropique de fossés, talus et routes.

Chapitre 3 : COMPOSANTES RAPIDES DE L'ÉCOULEMENT. SPÉCIFICITÉS DES BASSINS VERSANTS AGRICOLES

Introduction

Le chapitre précédent a conclu à la nécessité de développer un modèle hydrologique représentant les composantes rapides de l'écoulement, notamment l'influence des courts-circuits potentiels que représentent les éléments du réseau anthropique de fossés, haies et routes qui sillonnent la surface d'un bassin versant rural.

Nous détaillons ici les phénomènes susceptibles de générer des écoulements rapides sur un bassin versant. Là encore, comme pour ce qui concernait les produits phytosanitaires, si ces phénomènes sont souvent relativement bien décrits de façon qualitative, les approches quantitatives sont moins satisfaisantes, du moins dès que l'on dépasse l'échelle de la parcelle. De la même façon, ce relatif échec à caractériser le fonctionnement hydrologique d'un bassin découle de la variabilité spatio-temporelle, qui se manifeste quels que soient le processus et l'échelle considérés, et de la non linéarité des phénomènes, qui affecte particulièrement les processus qui se déroulent dans la zone non saturée. Il est difficile pour l'instant de caractériser de façon satisfaisante un système en tant que composant d'un ensemble plus vaste dont on cherche à prévoir le comportement, sans être contraint de le décrire de façon exhaustive.

Nous serons par conséquent amenés à insister sur la variabilité spatiale, la représentation qu'on peut en faire au sein d'un modèle, les techniques disponibles pour intégrer cette variabilité et permettre le changement d'échelle nécessaire à la compréhension du fonctionnement hydrologique d'un versant ou d'un petit bassin versant, en termes d'écoulements rapides.

Nous présenterons dans un premier temps les principaux phénomènes susceptibles de générer des écoulements rapides, à l'échelle locale comme à l'échelle du versant. L'examen des facteurs influençant les phénomènes mettra en évidence l'importance des conditions initiales*, et de l'hétérogénéité des variables d'intérêt.

Après quelques considérations sur la variabilité spatiale, les contraintes qu'elle implique pour la modélisation et les techniques permettant de s'en abstraire, nous insisterons sur les spécificités des bassins ruraux, et notamment sur l'influence du bocage sur les écoulements.

L'annexe 1 contient quelques notions relatives au sol et à l'eau dans le sol ; l'annexe 2 quant à elle présente les principales composantes de l'écoulement, dont la prise en compte suffit en général pour expliquer la réponse hydrologique d'un bassin versant en seuls termes de débits, mais qui ne permettent pas toujours d'expliquer des observations menées à une échelle fine.

Génération des écoulements rapides

Jusqu'à il y a peu, la perception courante du fonctionnement hydrologique d'un bassin versant était relativement simple :

- l'écoulement de base, c'est à dire hors crue, correspond à la vidange de la nappe souterraine, réalimentée par l'infiltration au cours des événements pluvieux,
- l'écoulement de crue est attribué au ruissellement, dont on considère qu'il se développe sur la majeure partie du bassin versant, quand la pluie dépasse la capacité d'infiltration du sol (ruissellement hortonien*).

Les techniques de décomposition d'hydrogramme basées sur ce schéma de fonctionnement sont cohérentes avec les hydrogrammes observés sur de nombreux bassins.

Pourtant, ce schéma de fonctionnement a dû être mis en cause une première fois : sur de petits bassins tempérés, la pluie ne dépasse pas la capacité d'infiltration du sol, et l'on observe pourtant un ruissellement de surface, ou tout au moins des écoulements rapides. Cette constatation a donné naissance au concept de "surfaces contributives variables", ou ruissellement par excès de saturation : quand l'infiltration, ou des apports venant de l'amont, alimentent une nappe perchée, et que celle-ci affleure à la surface du sol, l'eau de pluie ne peut que ruisseler, ou déplacer un volume équivalent par effet piston (Dunne, 1970). Ce type de phénomène se manifeste dans les talwegs (apports venant de l'amont élevés), ou dans les zones dont les sols sont peu profonds ou contiennent une couche peu perméable à faible profondeur, favorisant ainsi le développement d'une nappe perchée. On passe ainsi d'un concept où toute la surface du sol ruisselle à un faible taux à un concept où une faible partie ruisselle avec un rendement élevé (égal à l'intensité de la pluie en fait).

Cette nouvelle notion, si elle permet d'expliquer nombre d'observations, n'est toutefois pas compatible, comme la précédente, avec la majorité des séparations isotopiques de l'hydrogramme citées dans la littérature : celles-ci indiquent en effet le plus souvent que l'eau pré-événementielle représente au moins 50 % de l'écoulement dans le pic de crue, pour les petits et moyens bassins versants (Buttle, 1994).

D'autres processus entrent donc en jeu pour expliquer cette participation de l'eau pré-événementielle. Ceux qui sont le plus fréquemment évoqués sont :

- l'intumescence de la nappe,
- l'écoulement piston,
- l'écoulement par macropore,
- les ondes cinématiques dans le réseau hydrographique,
- l'écoulement d'eau depuis des stocks de surface.

Nous les passons individuellement en revue, d'une part pour expliquer leur déroulement, d'autre part pour estimer l'importance qu'ils peuvent avoir au niveau des écoulements sur un versant, ou un bassin versant.

1. Intumescence de la nappe

Ce mécanisme est souvent évoqué, bien que peu d'études aient quantifié son effet en termes de production d'écoulement. Il est lié au rôle de la frange capillaire dans la génération de l'écoulement. L'infiltration dans des zones où la frange capillaire est à la surface ou proche d'elle se traduit par la conversion d'eau liée en eau phréatique. Ceci produit une montée disproportionnée de la nappe, augmente le gradient hydraulique vers le ruisseau ou la face de fuite et conséquemment le flux de la nappe vers le ruisseau. Gillham (1984) note ainsi une élévation du niveau de la nappe de 30 cm, pour un apport d'eau de seulement 0.3 cm, en 15 secondes.

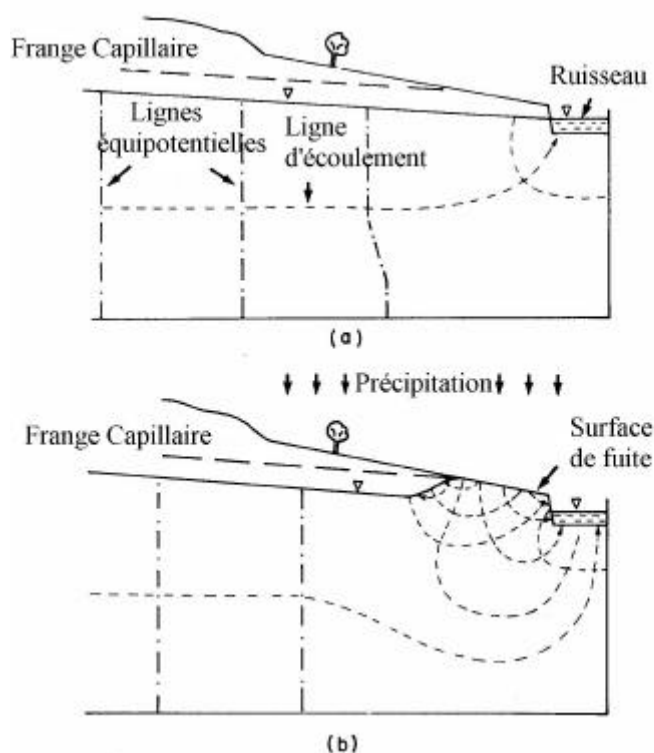


Figure 1 : Modification du gradient hydraulique, et donc du débit, par intumescence de la nappe (d'après Gillham 1994).

De fait, les sols à faible granulométrie, non structurés, peuvent en effet avoir des franges capillaires très hautes (fréquemment jusqu'à 10 mètres pour un sol limoneux). Il suffit donc d'un très faible apport d'eau pour qu'une importante tranche de sol passe à saturation, et qu'un écoulement latéral puisse y avoir lieu.

Pour relativiser l'importance de ce phénomène, notons toutefois que les sols où la frange capillaire est importante sont également en général, de par leur texture, des sols aux conductivités hydrauliques faibles. Par ailleurs, dès que les apports d'eau (qu'ils viennent de l'amont ou des précipitations) cessent, la frange capillaire se rétablit, et l'écoulement cesse dans cette partie du sol. Cette intumescence de la nappe dans des horizons peu poreux est par contre susceptible d'induire le développement d'une nappe perchée dans les horizons sus-jacents, éventuellement plus conducteurs, et de permettre ainsi un écoulement significatif.

Des scientifiques japonais (Kayane et Kaihotsu, 1988) ont pour leur part étudié de près les phénomènes transitoires relatifs aux écoulements dans la zone vadose^{*1}. Leurs travaux ont essentiellement porté sur des sols homogènes sableux, non pentus, ce qui les rend peu représentatifs de la réalité de terrain. Ils sont pourtant riches en enseignements sur la dynamique de l'eau dans la zone non saturée, où se manifestent des effets hautement transitoires. Les auteurs insistent sur les différences significatives qu'il peut y avoir entre les cycles d'infiltration et de dessiccation dans un tel sol, en grande partie dues à l'air piégé. Par ailleurs, des expériences d'infiltration dans une colonne de sol, et le suivi de l'écoulement à différentes profondeurs, leur ont permis de mettre en évidence nombre de phénomènes rarement observés :

★ Quand la pluie commence, le front d'humidité se forme et progresse dans la zone d'humidité résiduelle à une vitesse constante, dépendant de l'intensité de la pluie (la zone étant soumise à un gradient unitaire). Dès que ce front atteint la zone capillaire, l'eau des zones capillaires saturée et non saturée commence à se mouvoir vers le bas, et un flux au niveau du toit de la nappe est observé. Cette réponse instantanée de l'eau de la zone non saturée est expliquée par la rupture de l'équilibre

¹ Zone vadose : partie du sol non saturée en eau, c'est à dire où la pression de l'eau est inférieure à la pression atmosphérique.

statique entre les forces capillaires et les forces gravitaires : l'eau entre les zones saturée et non saturée est interconnectée par l'intermédiaire de pores contenant de l'eau : quand le front d'humectation atteint le haut de la zone capillaire non saturée, les forces capillaires sont relaxées, et l'eau amorce un mouvement descendant. L'élévation de la nappe n'est donc pas due à l'arrivée d'eau événementielle.

★ Elle est par ailleurs souvent très supérieure aux prévisions basées sur la porosité disponible et la recharge nette de la nappe. Les auteurs y voient trois explications possibles : le développement d'un potentiel pneumatique, dû à un air temporairement emprisonné, un écoulement de masse à travers le milieu microporeux, ou encore un écoulement à travers des macropores.

★ Enfin, ils observent des oscillations dans l'écoulement au niveau du toit de la nappe, qu'ils attribuent encore une fois aux effets de la compression d'air emprisonné. Ils concluent donc à la nécessité de passer par un modèle représentant la compression de l'air pour passer de leurs observations essentiellement qualitatives à des grandeurs quantitatives.

Il est évidemment peu réaliste de prétendre modéliser l'ensemble de ces processus à l'échelle d'un versant, mais on conçoit qu'ils conduisent à une extrême variabilité spatiale et temporelle de l'élévation du toit de la nappe, et donc des écoulements qui en découlent.

II. Effet piston

On appelle ainsi le déplacement d'eau préexistante par de l'eau événementielle, quand celle-ci arrive dans une zone déjà humide qu'elle ne peut court-circuiter. Au sens strict, il s'agit d'eau "neuve" poussant l'eau pré-événementielle déjà en place avant l'événement. Ce phénomène est toutefois difficile à distinguer du mélange entre l'eau immobile résiduelle et l'eau événementielle qui advient toujours dans la matrice poreuse du sol, sauf à suivre très finement les pressions capillaires et les écoulements qui en résultent dans la zone étudiée.

Il peut être accentué par la décroissance de la conductivité hydraulique avec la profondeur. Celle-ci peut conduire à la formation d'une nappe perchée pendant des événements prolongés. Cette nappe perchée tend à être parallèle à la nappe profonde, il n'y a donc pas de changement du gradient hydraulique. Par contre, il y a une augmentation significative de la transmissivité, aboutissant à une augmentation de débit importante. Des observations alliant l'hydrométrie, les analyses isotopiques et géochimiques ont ainsi montré que le flux le plus important se développait dans les horizons les moins profonds (à moins de 40 cm de profondeur), sur les 50 mètres bordant le ruisseau : l'eau pré-événementielle atteignant le ruisseau de cette façon peut donc venir d'une zone relativement restreinte (Buttle, 1994).

Un effet piston marqué peut également assurer le relais d'une intumescence de la nappe : l'eau libre résultant de ce phénomène ne contient alors qu'une faible proportion d'eau pré-événementielle.

III. Ecoulement par macropore

Nous détaillons assez longuement les connaissances relatives aux macropores car il sont très souvent incriminés dans la littérature pour justifier l'échec des modèles à rendre compte des observations (Koide et Wheeler, 1992, Jabro et al. 1993), rappelant en ceci le poumon des Diafoirus.

Après l'exposé de diverses définitions qui leur sont couramment appliquées, nous présenterons la théorie de leur mode de fonctionnement, puis quelques valeurs et résultats issus d'expérimentations ou d'observations de terrain. Quelques représentations mathématiques habituellement utilisées closent ce paragraphe.

III.1. Définitions des macropores

Elles varient avec les auteurs :

Pour Duthil (1970), les micropores sont les cavités où il reste de l'eau après ressuyage, les autres, envahies par l'atmosphère gazeuse, sont appelées macropores. Cette notion est donc à rattacher à celle de capacité au champ, qui ne correspond pas à une pression capillaire bien déterminée (voir

annexe 1). Elle conduit à une limite entre micropores et macropores se situant vers 8 à 15 microns, dépendant du type de sol, de la distance à la nappe sous-jacente...

Germann (1991) quant à lui suggère trois définitions différentes, suivant qu'il adopte un point de vue "statique" ou "fonctionnel".

★ Si l'on utilise l'équation citée en annexe 1, donnant l'angle de l'interface entre deux fluides, et qu'on appelle macropore tout pore vide pour une succion inférieure à 1 cm d'eau, on obtient un diamètre minimal de 3 mm, ce qui a l'avantage de permettre des observations à l'oeil nu. Des profondeurs courantes pour de tels pores sont de 0.5 à 3 m, c'est à dire l'épaisseur sur laquelle le profil de sol s'est développé.

★ Si par contre on adopte une définition fonctionnelle, considérant comme macropore tout conduit où l'écoulement est gravitaire, on trouve dans la littérature des systèmes de macropores incluant des chenaux de 0.03 mm de diamètre (correspondant à une succion de 1 m, pour l'équation citée), pourvu qu'ils s'étendent dans la direction générale de l'écoulement. Ces dimensions correspondent de plus à des diamètres pour lesquels on a relevé des transports de particules argileuses.

★ Enfin, on peut classer comme systèmes de macropores tout système ne se pliant pas aux hypothèses nécessaires pour l'écoulement potentiel.

Il existe en effet une propriété intrinsèque à tout processus de diffusion : la longueur minimale de mélange, ou longueur d'échelle de Lagrange, à partir de laquelle tout impact sur les conditions d'entrée à la limite du système perd sa signification. Ceci est équivalent, pour la dispersion d'énergie potentielle au fait qu'une particule d'eau doit avoir eu la possibilité de se mouvoir dans tous les gradients potentiels locaux dans le milieu poreux continûment défini, pendant le processus d'écoulement considéré. Une particule d'eau imaginaire doit donc avoir pu traverser toutes les catégories de taille de pores. L est alors la longueur dans la direction d'écoulement nécessaire pour classer tous les pores participant à l'écoulement, suivant leur taille et leur fréquence. Une fois cette longueur définie, n'importe quelle ouverture transportant de l'eau sur des longueurs plus longues doit être considérée comme un chemin d'écoulement préférentiel ou un macropore dans le contexte de ce chapitre.

L'auteur décide finalement d'appliquer le terme de macropore, ou système de macropores, à tous les pores, ouvertures et chenaux impliqués dans des processus d'écoulement avec dispersion incomplète de l'énergie.

⇒ Ni la forme, ni la taille de ces macropores ne sont donc définitivement fixées.

Face à cette diversité, et devant la nécessité de termes standard pour désigner la porosité du sol, Luxmoore (1981) suggère de distinguer trois classes de pores : les micro-, les méso-, et les macropores, correspondant à des processus différents, et des gammes de succion différentes pour la vidange :

Classe de porosité du sol	Pression en kPa (mbar)	Diamètre de pores équivalent, en μm	Phénomène dominant
Micro-	<-30 (<-300)	<10	Evapotranspiration, gradient de pression matriciel pour la redistribution de l'eau.
Meso-	-30 à -0.3 (-300 à -3)	10 à 1000	Drainage, hystérésis, force gravitaire pour la dynamique de l'eau
Macro-	>-0.3 (>-3)	>1000	Écoulement canalisé à travers le profil depuis la surface saturée et/ou une nappe perchée

La différence majeure entre macropores et mésopores réside pour cet auteur dans le fait qu'il faut une mise en charge (au niveau de la surface, ou d'une nappe perchée) pour qu'il y ait écoulement dans un macropore, alors qu'elle n'est pas nécessaire pour qu'il y ait écoulement gravitaire dans un mésopore. La distinction est toutefois parfois difficile sur le terrain.

⇒ Devant cette diversité de définitions, et compte tenu du caractère fonctionnel qui nous intéresse essentiellement dans les macropores, nous adopterons plutôt la définition

adoptée par German (1991), c'est à dire que nous désignerons par macropore tout chemin d'écoulement ne dissipant pas toute l'énergie potentielle perdue au cours de l'écoulement².

Ce choix d'une définition basée sur le fonctionnement des macropores que sur leur morphologie est de plus justifié par la difficulté de décrire de façon exhaustive les dimensions et la géométrie d'un système de macropores. Dans la littérature, pour juger de son influence en termes de débit ou de transport de soluté, on l'appréhende plutôt comme un tout que comme la somme de ses constituants.

III.2. Fonctionnement des macropores

L'écoulement dans les macropores n'est donc pas, comme pour les micropores, gouverné par l'équilibre entre les forces capillaires et la gravité, mais essentiellement par cette dernière.

La perception que l'on a en général du fonctionnement des macropores est que l'écoulement n'y a lieu que quand la surface est saturée au niveau où ils affleurent (où qu'une nappe existe au niveau de leur extrémité haute s'ils ne débouchent pas à la surface), au moins de façon locale ; dans ce cas, l'eau s'y écoule. Si la matrice microporeuse n'est pas saturée, il y a alors adsorption de l'eau des macropores vers la matrice, se traduisant par une atténuation de l'écoulement qu'ils convoient. Les macropores permettent donc de "court-circuiter" la matrice de sol, en transférant de l'eau, événementielle de surcroît, beaucoup plus vite que la microporosité ne l'aurait fait. Il n'y a donc pas dans ces systèmes de relation unimodale entre le stock en eau et l'écoulement.

Les systèmes de macropores sont particulièrement développés dans les sols bien structurés, ou ceux qui abritent une micro-faune abondante. Leur degré de connectivité est fondamental pour leur efficacité à l'échelle du profil de sol, et a fortiori à l'échelle du versant, mais représente un paramètre difficilement accessible.

L'écoulement peut s'y effectuer de plusieurs façons : Germann (1987) décrit une expérience où un macropore de 3 mm de diamètre est le siège d'un écoulement uniforme, à un taux très inférieur à celui prédit par la loi de Hagen-Poiseuille. Une faible perturbation de l'interface eau-air en bas conduit à un écoulement lamellaire, puis à un écoulement en fines ridules, pour le même débit. Il n'y a pas pour l'instant d'études donnant les conditions de transition d'un régime à un autre.

III.3. Quelques ordres de grandeur

Les expériences et suivis de terrain relatifs aux écoulements par macropores montrent qu'il s'agit en grande partie de phénomènes à seuils, que des études ont reliés à l'humidité initiale et à l'intensité de la pluie. Dans tous les cas, la capacité d'infiltration des agrégats est cruciale, dans la mesure où, pour des intensités de pluie inférieures à cette valeur, il n'y a pas d'écoulement par macropore, sauf quand le sol est à la capacité au champ. Les études ainsi menées montrent que, pour un événement moyen sur sol modérément humide, les macropores peuvent contribuer notablement à l'écoulement. Si le sol est plus sec, la contribution du système de macropores décroît, la part la plus importante de l'écoulement venant des zones proches du ruisseau. Enfin, si le bassin versant est humide ou l'événement important, le ruissellement domine.

III.3.a. Etudes sur faibles surfaces

Le suivi de réponses rapides de drainage sous des lysimètres (Germann, 1986) montre une variation saisonnière prononcée : en hiver, quand le sol est en général humide, une pluie de 6mm/jour suffit à initier une réponse rapide alors qu'en été, une intensité de 50 mm/jour n'est pas toujours suffisante.

Par ailleurs, des traçages à l'ion chlorure, à des intensités différentes de précipitations, en recueillant les percolats en 100 cellules sous l'échantillon, montrent que les zones de haut débit et de haute concentration sont groupées, suggérant un écoulement par macropores. Le fait que la répartition de ces zones de fort débit reste stable pour les intensités les plus fortes montre que le même réseau de macropores reste actif pour des événements pluvieux similaires (Quisenberry et al., 1994).

² On distingue parfois les "pipes", qui sont en fait de grands macropores, ayant souvent un degré de connectivité plus fort vers l'aval. Il est difficile de tracer une limite précise entre les deux types de conduits.

Les macropores ne sont toutefois pas éternels : Van Der Berg (1994) a établi un modèle donnant les gammes de paramètres hydrauliques pouvant conduire à l'effondrement des macropores (quand la force de cisaillement exercée par l'écoulement dépasse la cohésion de la paroi).

Par contre, si cette manifestation des macropores reste stable dans le temps, elle ne l'est pas dans l'espace, comme le montre l'extrême variabilité constatée par Flury et al. (1994), en effectuant des traçages au colorant dans 14 types de sols, sur des échantillons de 1.4 m*1.4 m : la structure spatiale des distributions d'écoulement montre une grande variabilité ; dans la plupart des cas, le traceur court-circuite la matrice, pénétrant quelquefois jusqu'à 1m, quelquefois jusqu'à 50 cm, quelquefois restant en surface, les sols structurés étant les plus soumis au court-circuit. Les auteurs constatent qu'en général, l'eau va plus loin dans les sols mouillés, mais pas de façon très prononcée.

III.3.b. Etudes à l'échelle du versant

Si l'on passe maintenant à des observations de terrain menées à l'échelle du versant, l'écoulement par macropore est également souvent incriminé pour expliquer le comportement observé.

Ainsi, Leaney et al. (1993) suivent les concentrations de deutérium et de chlorure dans l'eau de pluie, le ruisseau, et l'écoulement latéral subsurfacique, dans un sol podzolique situé à mi-pente, pour une pente légère, où le réseau de macropores est bien développé. Ils considèrent que l'écoulement dans les macropores y est un phénomène dominant pour l'infiltration et l'écoulement subsurfacique.

Par contre, Tsuboyama et Dietrich (1995), qui suivent l'écoulement subsurfacique dans différentes portions d'un profil de sol sur un versant forestier de 49 m avec une pente de 39°, considèrent que la matrice domine l'écoulement, bien que l'influence des macropores soit plus importante en proportion en cas de conditions initiales humides et d'apport de l'amont du versant. Ils pondèrent toutefois leurs conclusions peu favorables au rôle des macropores en notant que le volume de sol efficace calculé à partir des résultats montre que l'écoulement préférentiel participe grandement à l'écoulement (peut-être via des macropores autres que ceux que les auteurs ont individualisés, notamment des pores non visibles à l'oeil nu mais soumis à un écoulement gravitaire).

De même, Montgomery et Dietrich (1995) considèrent, à l'issue du suivi d'une zone de faible gradient hydraulique, que l'écoulement est contrôlé par l'interaction de l'écoulement subsurfacique latéral, de l'écoulement par macropore et du ruissellement. Ils notent que la réponse n'est pas directement reliée aux événements individuels mais résulte à la fois des conditions initiales et de l'amplitude des averses.

III.4. Représentation mathématique du fonctionnement des macropores

Pour représenter le fonctionnement des macropores, il y a essentiellement deux types de modèles :

- les premiers décrivent exactement les dimensions et la géométrie du réseau, et représentent finement les écoulements d'eau dans ce système et dans la matrice microporeuse. De tels modèles ne sont applicables que sur des systèmes restreints, ne serait-ce que pour la quantité de données et le temps de calcul qu'ils exigent. Ils sont toutefois utiles pour comprendre finement le comportement d'un tel système, et les échanges qui ont lieu entre la matrice du sol et ces "chenaux" d'écoulement. Toutefois, pour Bouma (1977), la perception morphologique des macropores autorise au mieux une estimation incomplète de leur performance hydraulique, et on ne sait pas donner le comportement quantitatif à partir de la description géométrique.
- la deuxième classe de modèles représente le système de macropores de façon plus conceptuelle, ou statistique. Pour rendre compte de l'aspect gravitaire de l'écoulement, Germann (1991) utilise une modélisation basée sur la théorie de l'onde cinématique, dont la vitesse de propagation dépend du diamètre du pore, et l'atténuation du degré de saturation et de la conductivité hydraulique de la matrice microporeuse environnante. Il considère cette théorie applicable à l'écoulement vertical comme à l'écoulement latéral dans les versants. Bien que cette approche semble correcte compte tenu du type d'écoulement, le

nombre de paramètres est élevé, et cette modélisation semble difficilement applicable en l'absence de plus de données permettant un calage.

D'autres approches représentent un sol contenant des macropores comme un système à double porosité, et appliquent l'équation de Richards. Rien n'assure toutefois que cette démarche soit valide, dans la mesure où par définition cette relation ne s'applique pas aux écoulements gravitaires. Cette approche peut toutefois rendre quelques services, au moins dans une approche strictement quantitative des écoulements.

Devant l'importance que revêt l'écoulement par macropores du point de vue de la qualité de l'eau, nombre de modèles (Grochulska et Kladviko, 1994, Booltink, 1994) ont intégré cette notion, le plus souvent en considérant une zone d'écoulement rapide, et une zone d'écoulement lent, avec mélange parfait dans cette zone, et échanges partiels avec la zone d'écoulement rapide, pour rendre compte de l'adsorption par la matrice non saturée des écoulements dans les macropores.

III.5. Conclusion

Bien que les macropores soient souvent mis en cause pour justifier les composantes rapides de l'écoulement, il existe peu d'expériences quantifiant leur influence sur la réponse d'un versant. Même s'il est très vraisemblable qu'ils augmentent la dynamique de l'eau sur un versant, ils ne sont sans doute pas seuls responsables. En effet, à cette échelle, rares sont les écoulements atteignant le ruisseau qui ont suivi des macropores tout au long de leur trajet. Il est beaucoup plus probable que quand la surface est saturée, même très localement, un écoulement rapide puisse avoir lieu et alimenter une nappe perchée ou provoquer une intumescence de la nappe. Ceci se traduit par une réponse du versant en débit plus rapide que si l'eau avait eu à traverser toute la matrice de sol, mais ne se voit pas au niveau de la composition chimique de l'eau s'écoulant dans le réseau hydrographique, l'eau s'écoulant dans les macropores étant "tamponnée" par l'eau déjà présente dans le sol. L'écoulement qu'ils génèrent n'est donc que très rarement quantifié, et il est difficile de donner des ordres de grandeur quant à l'influence réelle qu'ils ont sur les écoulements à l'échelle du versant et a fortiori à l'échelle du bassin versant.

IV. Les ondes cinématiques

Il s'agit ici en fait d'un phénomène se déroulant dans le réseau hydrographique, et non sur la surface du bassin versant à proprement parler : les ondes de crue déplacent l'eau pré-événementielle du ruisseau avant le passage de l'eau événementielle. De telles ondes peuvent se déplacer à un taux de $3/2$ ou $5/3$ de la célérité moyenne de l'écoulement, résultant en un retard entre les changements dans le volume du ruisseau et la composition de l'écoulement.

V. Stockage de surface

Celui-ci peut être important quand le couvert végétal est développé, ou que la rugosité du sol est élevée (par exemple sur un terrain cultivé, avec des traces de roue ou de labour, des dérayures), surtout si la pente est faible. Il permet d'expliquer une part importante d'eau pré-événementielle sans faire appel à l'intumescence de la nappe, changements à court terme de la contribution de la nappe ou autres processus évoqués plus haut.

VI. Conclusion

La présentation qui précède des phénomènes susceptibles de générer des écoulements rapides sur un bassin versant et qui ne soient pas du ruissellement peut paraître fastidieuse. Son but est d'illustrer l'extrême variabilité qui se manifeste à ce niveau, et d'insister sur l'importance des conditions initiales et aux limites, qui déterminent un processus plutôt qu'un autre.

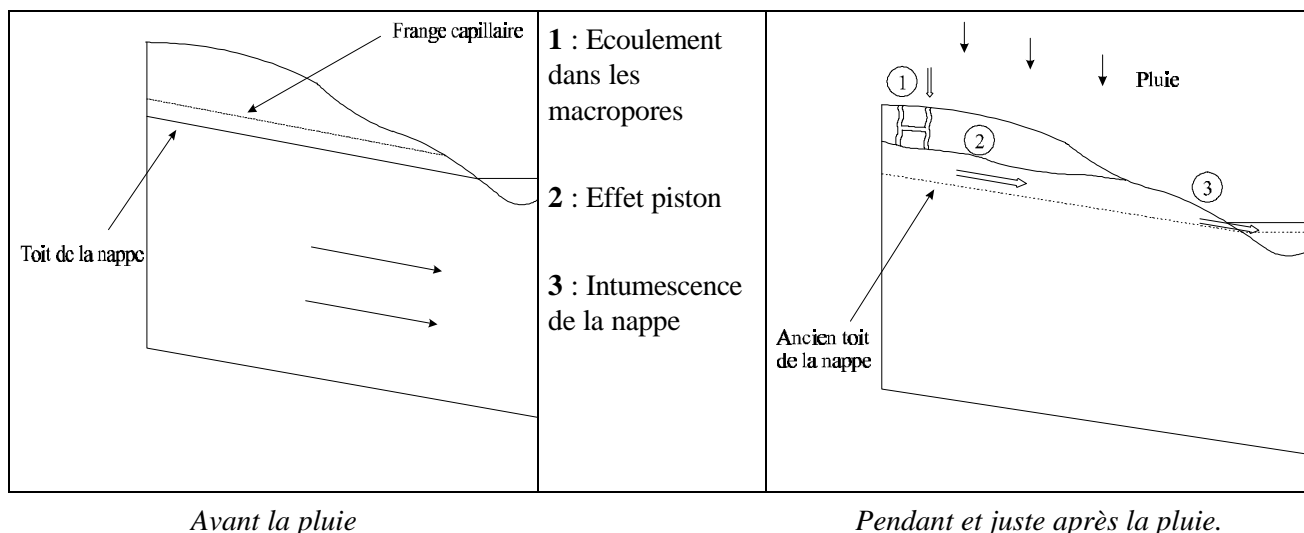


Figure 2 : Interférence de plusieurs phénomènes participant à la composante rapide de l'écoulement

Notons qu'en général ces processus interfèrent : l'écoulement par macropore peut, par exemple, alimenter une nappe perchée qui, en s'écoulant, participera à l'effet piston. Quand cet écoulement parvient au niveau du versant où la nappe affleure, il y a intumescence de la nappe, qui alimente alors rapidement le ruisseau. Sauf expérimentation très fine, il est quasiment impossible de démêler l'occurrence de chaque phénomène, la façon dont ils interfèrent, dont ils s'organisent dans l'espace... La géochimie, ou le traçage isotopique (dont les techniques sont évoquées au paragraphe suivant) peuvent donner quelques indications, mais ne suffisent pas à pondérer la participation de chaque phénomène à la réponse du bassin versant.

La question est alors de déterminer jusqu'à quel point la connaissance exacte des phénomènes intervenant est nécessaire. La réponse dépend de l'objectif visé : la "simple" prédiction des débits ne demande pas un tel niveau de détail, la simulation du comportement d'un polluant très soluble et s'adsorbant peu non plus certainement, même s'il est sans doute préférable de connaître les principales composantes de l'écoulement pour cerner au mieux le devenir du produit. Le comportement du produit est alors en effet assez linéaire par rapport à la lame d'eau écoulée (ou une de ses composantes). La situation est sans doute moins satisfaisante pour un produit soumis à des phénomènes d'adsorption non linéaires, dont le devenir dépend beaucoup du trajet suivi.

Variabilité spatio-temporelle

Ce paragraphe aborde le problème de la variabilité spatiale dans la compréhension des phénomènes et leur modélisation. Il cite ensuite quelques techniques d'observation potentiellement prometteuses pour dépasser les limites induites par cette manifestation omniprésente de la variabilité spatio-temporelle dans les problèmes d'écoulement.

⇒ Dans ces conditions, la modélisation apparaît comme un outil permettant de structurer la perception que l'on a du comportement d'un système, en permettant de le scinder en entités dont on sait décrire le fonctionnement, et en rendant possible la représentation de l'ensemble des processus et de leurs interactions, ce qui est difficile pour un cerveau humain. Toutefois, la puissance des ordinateurs ne compense pas le manque de données, et ne dispense pas de fournir une représentation cohérente des processus et du système considéré.

⇒ Il convient donc de construire des modèles permettant de représenter, à l'échelle d'intérêt, la variabilité de paramètres déterminant des processus que l'on sait par ailleurs décrire quand l'ensemble des valeurs qui les conditionnent sont connues.

I. Agrégation - Désagrégation.

On peut envisager deux approches dans cette démarche (Klemes, 1983) :

- la démarche ascendante, ou agrégative, qui consiste à combiner, par synthèse mathématique, les faits empiriques et les connaissances du niveau inférieur pour conduire à des théories capables de prédire les événements à l'échelle supérieure. Elle s'appuie naturellement sur les modèles mécanistes distribués. Dans un modèle conceptuel, un certain degré d'agrégation est déjà réalisé,
- la démarche descendante, ou désagrégative, qui essaie de trouver un point de départ conceptuel au niveau d'échelle considéré (ou à un niveau supérieur) puis de chercher les étapes qui ont pu y mener depuis un niveau inférieur.

L'auteur conclut que la première méthode est hasardeuse si l'on ne sait pas à quel modèle on doit aboutir, et que la deuxième demande de disposer d'hypothèses dont on puisse tester la validité. Le risque est en effet de ne pas voir émerger à l'échelle d'intérêt des relations simples entre les éléments du système, et de ne pas réussir à découvrir le déterminisme de l'ensemble. Il juge donc préférable de combiner les deux approches en une démarche basée sur les faits et les connaissances d'une part, ainsi que sur l'imagination et l'intuition d'autre part, pour former des hypothèses falsifiables³.

De la même façon, Beven (1995) affirme la démarche agrégative vouée à l'échec pour le changement d'échelle en modélisation hydrologique. Il argumente que même s'il était possible, avec un pouvoir informatique illimité, de réduire les mailles d'un modèle physiquement basé à l'échelle du Volume Élémentaire Représentatif, il serait alors impossible de connaître la structure et la géométrie d'un tel système, et d'assembler un ensemble de paramètres appropriés. De tels modèles sont donc contraints d'utiliser, dans une mesure plus ou moins grande, des paramètres effectifs à l'échelle de la maille, quand la géométrie de la sous-maille n'est pas connue. Il conclut donc à la nécessité de tendre vers une paramétrisation plus réaliste et plus parcimonieuse de la sous-maille, et pour cela d'aborder le problème sous l'angle de la désagrégation.

De surcroît, dès que l'on dépasse l'échelle très locale où les équations qui le sous-tendent ont été élaborées, un modèle mécaniste devient un modèle conceptuel (Beven, 1989) :

- d'une part, l'ensemble d'équations utilisé est en fait une approximation de la réalité. En effet, aussi complet qu'il puisse être, il lui manque le plus souvent quelques relations supplémentaires pour décrire le système étudié de façon exhaustive,
- d'autre part, ces équations doivent intégrer la variabilité des paramètres à l'échelle de la maille (en supposant qu'elles restent pertinentes à cette échelle),
- enfin, les modèles doivent "absorber" l'incertitude sur les conditions initiales et les conditions aux limites,

⇒ Les modèles mécanistes demandent donc à être calés, tout comme les modèles conceptuels, mais la tâche est d'autant plus ardue que le nombre de paramètres est élevé, et qu'ils sont souvent fortement corrélés, de tels modèles n'ayant pas par principe été construits en visant à l'économie de données. Il n'existe donc pas pour l'instant de modèle mécaniste stricto-sensu à l'échelle du versant.

³ On appelle hypothèse falsifiable une hypothèse dont des expériences, ou des données nouvelles, peuvent montrer qu'elle est fautive. Dans ce cas, la théorie basée sur cette hypothèse tombe, évidemment.

II. Validité des équations physiques à l'échelle de la maille. Surface élémentaire représentative

Les modèles mécanistes se heurtent de plus à une autre difficulté : le changement d'échelle remet en cause la validité même des équations adaptées à l'échelle locale. En effet, les relations qu'utilisent les modèles déterministes distribués sont valables pour des processus intervenant dans un milieu homogène, aux propriétés constantes dans le temps. La réalité du terrain est tout autre : le bassin est hétérogène dans ses trois dimensions, quelle que soit l'échelle que l'on considère, et les différentes grandeurs intervenant ont une forte variabilité spatiale et temporelle. Rien n'assure alors que l'on soit en droit d'utiliser les équations précédentes avec des grandeurs uniformes sur la surface d'une maille ; ainsi, Jensen (1992) affirme que les équations à prendre en compte peuvent être différentes, quand on accroît la taille de la maille.

Par exemple, on accepte en général que la théorie hydrologique (Beven, 1995), comme la loi de Darcy, valide à l'échelle d'un volume élémentaire représentatif⁴, peut être utilisée raisonnablement à l'échelle du laboratoire (0.01 à 0.1 m). L'extension à des échelles plus grandes suppose implicitement que les mêmes équations tiennent, et que des paramètres effectifs appropriés à cette échelle peuvent être trouvés. Ceci nécessite en fait que l'écoulement soit laminaire, et que des gradients de pression représentatifs puissent être définis à l'échelle de la maille. L'utilité de cette approche pour l'écoulement saturé ne fait pas de doute. Par contre, étant données les non linéarités et les hétérogénéités structurelles des systèmes non saturés, le comportement de non-équilibre et l'écoulement préférentiel à plusieurs échelles rendra la définition de paramètres effectifs difficiles. L'auteur note d'ailleurs que même pour les systèmes saturés, les paramètres effectifs peuvent dépendre de l'échelle.

Un raisonnement optimiste inclinerait pourtant à penser qu'il existe une taille de maille où l'on peut se contenter d'une valeur "effective" des paramètres : si l'on considère un petit bassin, où la variabilité peut être caractérisée par des distributions de probabilité stationnaires, des petits échantillons issus de la même distribution donneront des réalisations très différentes. Si on accroît la surface observée (tout en gardant la même fonction de distribution des caractéristiques considérées), les échantillons croissent, et les réponses qui en découlent se ressemblent de plus en plus : à partir d'une certaine échelle, il n'est plus nécessaire de tenir compte de chaque réalisation particulière de la fonction de distribution mais seulement de ses caractéristiques moyennes ; Wood et al. (1988) parle d'Aire Élémentaire Représentative (Representative Elementary Area en anglais : REA). La variabilité sous-jacente peut rester importante dans le contrôle du débit et des flux d'évapotranspiration, mais la répartition est moins importante. Si l'on accroît encore la surface d'étude, on ressent l'effet des hétérogénéités à grande échelle (variations climatiques, pédologiques...) ainsi que des corrélations longues ou complexes que l'on pouvait négliger pour des distances moindres, et la prise en compte de l'hétérogénéité s'impose de nouveau.

Le concept de REA n'est pas une analogie directe avec le VER en physique. Le VER désigne une échelle où les quantités moyennes de potentiel et d'humidité peuvent être utilisées dans une description continue des flux. Dans la première notion par contre, la fonction de distribution des caractéristiques peut être encore importante pour déterminer les flux ; la REA désigne certes une échelle où la réalisation particulière de la fonction de distribution n'est plus importante, mais au contraire du VER, on ne peut se contenter de connaître la moyenne de cette distribution, il faut aussi identifier ses autres caractéristiques.

Une étude de Binley et al. (1989 a et b) tend pourtant à nuancer la portée de ce concept : il utilise un modèle physique distribué pour examiner l'effet de la variabilité de la conductivité hydraulique sur une maille de 100*150m et vérifier l'hypothèse habituelle selon laquelle l'équation descriptive utilisant des paramètres définis à l'échelle de la maille rend compte des phénomènes observés.

⇒ Il conclut que pour les sols très perméables en moyenne, la réponse de l'ensemble du versant intègre l'effet de la variabilité spatiale (et ce d'autant plus que l'auto-corrélation de la loi de probabilité qu'il utilise est faible) et que l'on peut se contenter d'un paramètre effectif pour

⁴ Volume Élémentaire Représentatif = VER, où on suppose qu'une description continue peut être utilisée pour décrire l'équilibre local des potentiels

représenter la variabilité de la conductivité hydraulique. Si la corrélation de la loi de probabilité croît, il suffit d'accroître la surface de la maille. Par contre, pour des sols peu perméables, la réponse varie d'une réalisation de la distribution de probabilité à l'autre et il faudrait donc tenir compte de chaque distribution particulière. Dans ce cas, il échoue à trouver un paramètre effectif de conductivité qui permettrait de bien simuler le débit en bas de versant.

Même dans les cas où l'on admet le concept d'Aire Élémentaire Représentative, la détermination des paramètres effectifs, ou des caractéristiques de la fonction de distribution de probabilité d'intérêt, n'est pas triviale. Une simple moyenne arithmétique ou géométrique des valeurs connues de la variable d'intérêt ne suffit pas toujours ; elle supposerait de toutes façons de disposer de nombreuses données ponctuelles, ce qui n'est guère envisageable pour une modélisation à une échelle un tant soit peu élevée. Pour ce qui est de la conductivité hydraulique à saturation par exemple, on suppose le plus souvent une distribution log-normale de cette caractéristique, mais sans que ceci semble justifié par des mesures de terrain : sans doute est-ce une analogie avec la démarche équivalente en hydrogéologie, qui s'appuie sur de nombreuses études dans ce domaine.

Pour l'écoulement non saturé, les choses se compliquent encore, et les effets structurels peuvent signifier qu'il sera impossible de définir un gradient de potentiel approprié à des échelles beaucoup plus grandes que le Volume Élémentaire Représentatif (Beven, 1995). Peut-être vaut-il mieux alors dans certains cas accepter qu'il n'existe pas de loi de changement d'échelle simple gouvernant les valeurs effectives des paramètres.

III. Démarche à adopter

Une démarche purement agrégative semble donc mener à une impasse, et par conséquent un modèle purement mécaniste paraît utopiste. De même, une démarche strictement désagrégative ne nous paraît pas pouvoir aboutir à des modèles transposables à d'autres systèmes, ou extrapolables à d'autres conditions, si elle ne s'appuie pas sur une compréhension des mécanismes déterminant le fonctionnement du système. Celle-ci permettrait de distinguer les conditions nécessaires pour qu'un processus donné soit dominant, les cas où la prise en compte de la variabilité spatiale et/ou temporelle d'une variable est nécessaire, ceux où on peut se contenter d'une valeur effective, comment accéder à cette valeur...

Un aller-retour (agrégation \Leftrightarrow désagrégation) paraît donc être la démarche la plus prometteuse :

- la compréhension du fonctionnement du système à petite échelle permet de formuler des hypothèses à plus grande échelle, de délimiter des unités "fonctionnelles" pour caractériser le comportement de l'ensemble étudié à une échelle appropriée,
- la validité des simplifications ou formulations plus globales adoptées à cette échelle est vérifiée par confrontation à des expériences ou observations de terrain,
- cette démarche de validation peut amener à remettre en cause certaines hypothèses, ou rendre nécessaire d'approfondir un point et d'acquérir des ordres de grandeur en revenant à une échelle plus faible, ce qui ramène au premier point.

Cette synergie entre les deux démarches est inhérente à la construction d'un modèle conceptuel. Celle-ci demande d'énoncer clairement l'objectif fixé (ce que l'on veut modéliser, à quelle échelle spatio-temporelle, avec quelle incertitude) et d'identifier les phénomènes dominants qu'il convient de bien modéliser. Alors seulement on peut choisir la structure, ainsi que la discrétisation spatiale à adopter. Si, par exemple il faut être capable de prédire l'extension des zones contributives au ruissellement, il faudra une taille de maille qui permette de modéliser la pente ; si on est intéressé par l'évapotranspiration, l'entité de base sera fixée par la répartition de la végétation (O'Loughlin, 1990). Il faut donc une bonne connaissance du fonctionnement hydrologique du bassin étudié avant que d'aborder la modélisation. Cette méthode a été en partie mise en oeuvre par Kubota et Sivapalan (1995).

Notons qu'une paramétrisation des sous-maillages basée sur les distributions suppose que les sources de variabilités critiques soient identifiées. Celles-ci différeront avec les environnements, et en

conséquence, le type approprié des fonctions de distribution, tout comme les valeurs des paramètres, peuvent varier entre les éléments de mailles différentes.

IV. Calibration des modèles et falsification des hypothèses : outils intéressants

On retrouve comme un thème omniprésent la nécessité de mesures de terrain, d'une part pour comprendre les processus considérés, d'autre part pour juger de la modélisation à adopter et, une fois ce choix fait, pour permettre le développement optimal du modèle. Les campagnes de mesures et la conceptualisation doivent être décidées de pair : il faut restreindre les mesures à ce qui est nécessaire, mais en avoir assez pour pouvoir mener une modélisation cohérente. Cette nécessité de conduire les mesures en fonction de la structure de modélisation adoptée, plutôt que d'aller de mesures a priori vers une modélisation a posteriori, a déjà été soulignée (Oberlin 1990).

Par exemple, les mesures de conductivité hydraulique (voir annexe 1) sont des mesures quasi-ponctuelles, et nous verrons qu'elles ne permettent pas le plus souvent d'expliquer les débits observés sur un bassin versant, peut-être parce qu'elles n'intègrent pas l'effet des macropores. Il faut donc trouver des modes de mesure nouveaux, qui permettent d'identifier de façon plus globale les fonctions de distribution, ou de caractériser le fonctionnement du sous-système d'intérêt, sans passer par des campagnes de terrain titanesques pour déterminer les fonctions de distribution à partir de variables ponctuelles. Des outils et méthodes existent pour ce faire, par exemple la géochimie, le traçage isotopique, ou la télédétection.

Nous ne détaillons pas la théorie relative à ces disciplines, le lecteur intéressé trouvera plus de détails dans (Pionke et DeWalle, 1994, DeWalle et Pionke, 1994, Sigg et al., 1992) pour la géochimie, (Blavoux, 1978) pour le traçage isotopique, et (Gineste, 1998, Cognard-Plancq, 1996) pour la télédétection.

Là encore toutefois, l'application d'un seul de ces outils ne suffit pas, ils demandent à être utilisés en parallèle avec d'autres méthodes, et l'interprétation du fonctionnement d'un bassin versant à laquelle ils conduisent demande à être confrontée à d'autres sources de données et interprétation.

Ces techniques peuvent également apporter une aide précieuse dans la phase de calage ou de validation d'un modèle. En effet, l'adéquation à des débits à l'exutoire observés ne suffit pas pour juger d'un modèle : il peut y avoir des problèmes de structure, de telle sorte que différents ensembles de paramètres peuvent conduire aux mêmes résultats. Pour juger de la bonne structure d'un modèle, il faut alors pouvoir vérifier la prévision de variables intermédiaires (par exemple l'humidité du sol, la position de la nappe, l'extension des zones saturées, le débit produit par chaque versant). Ceci permet la validation des processus individuels et permet éventuellement d'améliorer certaines composantes. Si l'on veut en effet pouvoir transposer le modèle à d'autres bassins, ou y greffer des modules de qualité, il est nécessaire de respecter dans une certaine mesure les processus intervenant (Rogers, 1987). On conçoit donc que des méthodes de mesures qui donnent accès à des variables intégrant le fonctionnement du bassin ou de certaines de ses composantes, comme la géochimie ou la télédétection, puissent être d'intérêt, à condition de savoir exploiter les informations qu'elles nous apportent (Gineste, 1998).

IV.1. Modélisation stochastique

Compte tenu des incertitudes sur les données et quelquefois même sur les processus en jeu, et de la variabilité des grandeurs d'intérêt, une modélisation stochastique peut sembler appropriée, qu'il s'agisse de l'hydrologie ou du devenir de substances polluantes. Ainsi Jensen (1992) considère qu'une approche stochastique est un moyen rationnel de traiter la caractérisation spatiale de la variabilité, et d'établir un lien entre les incertitudes des paramètres et celles des prédictions. Toutefois cette approche, qui semble par ailleurs le meilleur moyen de caractériser la variabilité des grandeurs, nécessite la connaissance des lois de probabilité les plus courantes pour la variable considérée, ou au moins de leurs premiers moments.

Nous présentons tout d'abord quelques définitions propres à ce domaine afin d'utiliser les termes appropriés, puis les principales approches que nous avons rencontrées, avant que de réfléchir à l'utilité réelle que nous lui voyons.

IV.1.a. Définitions

L'incertitude (TUMEO, non daté) désigne la part de doute à propos d'une valeur. Ce terme ne comporte pas de jugement sur le degré de "correction" (dans le sens d'être exact) d'une valeur : c'est là une différence cruciale entre erreur et incertitude.

- L'erreur est la déviation d'un résultat par rapport à une valeur ou un ensemble de valeurs historiques supposé être la "vraie" valeur pour ce lieu, cet ensemble de conditions, ce moment.
- L'incertitude appliquée à un modèle implique seulement qu'une valeur donnée peut advenir ou pas dans le futur. La connaissance incomplète des processus ou l'échec à inclure tous les facteurs pertinents qui influent sur la variable d'intérêt résulteront en incertitude. Pour un processus déterministe, une connaissance accrue ou une meilleure compréhension des processus naturels et une représentation plus précise de l'environnement réduiront l'incertitude.

Aléatoire : désigne le caractère de phénomènes non prédictibles dans le temps ou l'espace ; c'est un concept bien défini en mathématiques. Un processus est aléatoire si, étant donné une connaissance complète de toutes les sorties antérieures, on ne peut prévoir la prochaine. De par la nature complexe des systèmes environnementaux, les processus naturels se répètent rarement exactement, même si toutes les conditions semblent les mêmes. A chaque moment ou à chaque point de l'espace, il y a donc une gamme de réalisations possible des processus. Une caractéristique importante de l'aléatoire est son lien ou non aux probabilités : si un phénomène est aléatoire et totalement imprédictible, il est chaotique ; si le processus est aléatoire mais que le résultat suit un schéma tel que la connaissance des résultats antérieurs permet l'identification des probabilités des résultats à la prochaine itération, le processus est stochastique.

Stochastique : les variations aléatoires de processus stochastiques dans le temps et/ou l'espace, peuvent être décrites par des théories probabilistes. Les phénomènes stochastiques représentent en fait une partie des phénomènes aléatoires, qui incluent également les phénomènes chaotiques.

Au total, l'incertitude englobe, mais n'équivaut pas à l'erreur ou la notion de probabilité. Les raisons pour lesquelles les réponses d'un modèle sont incertaines sont entre autres qu'il peut y avoir erreur dans les données avec lesquelles le modèle est calibré, dans les hypothèses sous-jacentes au modèle ou à sa simplification, ou dans les paramètres et les variables d'entrées. Quand bien même toutes ces erreurs seraient éliminées, il resterait une incertitude : les processus naturels sont en effet intrinsèquement aléatoires, à la fois stochastiques et chaotiques.

IV.1.b. Méthodes employées

L'essentiel des articles consultés traite de l'écoulement subsurfacique saturé, ou de la modélisation de la qualité de l'eau (le plus souvent dans la rivière, du point de vue biochimique). Seuls quelques articles concernent la zone non saturée, ou le transfert de produits chimiques dans les sols. Nous ne détaillerons pas les méthodes employées, qui passent le plus souvent par des développements mathématiques assez lourds, et qui représentent un vaste champ de recherche. Nous nous contenterons d'en donner les grandes lignes.

Il existe essentiellement deux approches pour la modélisation stochastique (Zielinski, 1991), suivant que l'on considère que les phénomènes sont connus et que seules les valeurs d'entrée du modèle sont aléatoires, ou que les phénomènes eux-mêmes sont incertains.

- Dans le premier cas, on peut appliquer la méthode de Monte Carlo, qui consiste à appliquer plusieurs fois le modèle, avec un jeu de paramètres à chaque fois différent, issu des distributions de probabilité relatives à chaque paramètre (en respectant les fonctions de corrélation, quand elles sont connues). L'ensemble des résultats conduit alors un résultat "moyen", et une estimation de l'incertitude associée. Une autre méthode est celle nommée "fonction de probabilité/moment" (PDF/M) par ses auteurs (Tumeo et Orlob, 1989). C'est un processus en deux étapes : on étend d'abord les équations gouvernantes de base pour y inclure les termes stochastiques. Ceux-ci sont alors séparés des termes non fluctuants et les ensembles d'équations résultant sont résolus simultanément. Cette approche fournit donc des solutions analytiques, et ses auteurs la jugent plus flexible que la méthode de Monte-Carlo pour traiter des situations environnementales complexes. L'exemple donné est toutefois très simple (modélisation de la demande biologique en oxygène dans un cours d'eau, qui passe par une simple équation différentielle du premier ordre), comme d'ailleurs

tous ceux qu'on a rencontrés dans cette recherche bibliographique et qui utilisent une solution analytique.

- Le deuxième cas est plus compliqué du point de vue mathématique, et il n'existe pas de solution analytique, sauf si le processus d'entrée est gaussien (Zielinski, 1991).

Notons que pour ce qui est du comportement hydrologique d'un bassin, et notamment des phénomènes générant sa réponse rapide aux événements pluvieux, les processus dominants mêmes sont inconnus, et que l'on se trouve donc plutôt dans le deuxième cas, bien que l'on puisse arguer qu'une connaissance parfaite du système permettrait d'identifier ces processus dominants.

L'ensemble des solutions analytiques passaient par l'hypothèse de fluctuations faibles par rapport à la moyenne, et de processus relativement linéaires. L'analyse spectrale par exemple, utilisée en hydrogéologie stochastique (Gelhar, 1986) suppose que les perturbations sont relativement faibles, et que les perturbations de la charge hydraulique sont un phénomène stationnaire. L'application de ce type de solutions aux processus se déroulant dans la zone non saturée nous paraît donc sujette à caution.

Par contre, si l'on suppose les processus connus, et que seules les données sont incertaines, l'application de la méthode de Monte Carlo peut donner des indications sur le comportement prévisible du système, et éventuellement mettre en évidence les paramètres entraînant la plus grande incertitude, et sur lesquels il est bon de faire porter les efforts de mesure. Une autre application intéressante de cette méthode part du constat qu'il n'existe pas un jeu unique de paramètres optimaux, mais que plusieurs ensembles de paramètres sont équivalents, en termes d'adéquation aux débits, de par la surparamétrisation de la grande majorité des modèles (Freer, 1996). On conditionne alors l'acceptabilité d'un jeu de paramètres à la vraisemblance des simulations auxquels il conduit, en appliquant le théorème de Bayes sur les probabilités conditionnelles. Cette technique (Generalised Likelihood Uncertainty Estimation : GLUE ; Beven, 1991) permet de mettre à profit des données nouvelles, en augmentant les contraintes auxquelles doivent satisfaire les paramètres. La pondération de la fonction de vraisemblance utilisée est évidemment subjective, même si l'on peut juger de la pertinence des coefficients de pondération choisis à la qualité des simulations obtenues. Cette vraisemblance peut être basée sur les seuls débits, ou sur d'autres données, par exemple l'extension de surfaces saturées (Franks et al., 1998). Une telle démarche est évidemment peu compatible avec l'application d'un modèle mécaniste.

IV.1.c. Conclusion concernant la modélisation stochastique

Si la modélisation stochastique paraissait au premier abord prometteuse pour permettre de prendre en compte de façon "naturelle" la variabilité spatio-temporelle des paramètres déterminant le comportement hydrologique global d'un versant ou d'un bassin versant, on voit que sa mise en oeuvre est compromise par la variabilité importante des paramètres, et la non linéarité marquée des processus en jeu. De plus, les fonctions de distributions de probabilité des paramètres ne sont le plus souvent pas connues, et on ne peut guère pour l'instant passer par une modélisation inverse pour déterminer ces distributions de probabilité : cela supposerait de s'appuyer sur un modèle dont on est sûr qu'il représente les processus dominants, ce qui est justement l'objectif recherché.

Malgré ces considérations quelque peu pessimistes, la modélisation stochastique nous paraît toutefois digne d'intérêt dans le domaine de la modélisation hydrologique des petits bassins versants, en permettant par exemple de caractériser le fonctionnement de sous-systèmes, ou de certaines composantes de ces sous-systèmes. Notamment, on ne voit guère comment réussir à caractériser les propriétés hydrodynamiques des sols sans s'appuyer sur des concepts de probabilité. Ainsi, Chappell et Ternan (1992) considèrent que, pour ce qui concerne ces caractéristiques, on peut limiter les mesures à effectuer en reconnaissant la structure spatiale des hétérogénéités, dont une grande partie est liée aux horizons pédologiques et à la végétation. Il affirme que des études finalisées permettraient de relier les caractéristiques hydrologiques importantes (conductivité hydraulique à saturation, perméabilité, capacité d'humidité spécifique) à la morphologie du bassin et de caractériser la variabilité existant à l'intérieur de chaque couche.

V. Conclusions

Ces considérations sur la variabilité spatio-temporelle inhérente aux systèmes naturels et ses implications pour la construction de modèles ont montré la nécessité d'une approche multidisciplinaire, afin d'exploiter au mieux les données disponibles. Le jeu de la modélisation consiste en effet à formuler des hypothèses sur le comportement du système, en s'appuyant sur certaines sources de données, et à chercher à les valider, ou au contraire les infirmer, en confrontant les conséquences qu'elles impliquent à d'autres jeux de données. Ce n'est en effet pas tant la quantité de données qui importe, que l'information qu'elles apportent pour le problème à traiter ; il nous semble donc plus pertinent de varier les sources de données que d'accroître le nombre de données relatives au même domaine.

Une question essentielle dans la prise en compte de la variabilité dans la modélisation est de juger si la somme des variabilités à petite échelle conduit à une convergence ou une divergence pour un domaine plus grand.

En fait, la réponse varie avec le problème considéré :

- on peut penser qu'en stricts termes de flux, il y a convergence pour l'eau, et dans une moindre mesure pour des polluants au comportement assez linéaire (ce qui explique l'intérêt des modèles conceptuels globaux). Des paramètres effectifs suffisent alors, et on peut ne représenter que les processus dominants,
- pour certaines composantes de l'écoulement (macropores, intumescence de la nappe...) et les variables observables qui en découlent, et surtout pour le devenir des produits phytosanitaires, la prise en compte explicite de la variabilité s'impose, et on voit mal comment faire l'économie d'une certaine représentation de phénomènes locaux.

Spécificité des bassins agricoles

De par l'aménagement du paysage et le travail du sol qu'ils subissent, les bassins agricoles possèdent quelques spécificités par rapport aux bassins non cultivés, tant au niveau de l'organisation de l'espace que des sols, notamment au niveau de la couche labourée.

Ce paragraphe présente dans un premier temps les caractéristiques de sols cultivés, puis aborde l'influence du réseau anthropique de fossés, routes et talus, en s'appuyant sur les écrits relatifs au bocage. Les connaissances quantitatives sur ces différents aspects sont encore une fois assez minces, et il faudra le plus souvent nous contenter d'une description qualitative des phénomènes.

I. Caractéristiques de la surface et de la couche labourée

Les sols labourés manifestent une variabilité saisonnière, déterminée par la succession relative des travaux de labour, et des épisodes pluvieux.

★ Les sols limoneux sont sujets au phénomène de battance (Ludwig, 1992), qui consiste en une fermeture progressive de la surface au fur et à mesure des pluies, conduisant à une quasi-imperméabilité. Sans en arriver là, tous les types de sols voient une diminution de leur micro-rugosité de surface entre deux labours, diminuant leur capacité d'infiltration et de stockage, et augmentant leur aptitude au ruissellement (Gascuel-Odoux et al., 1995). Les traces de roues laissées par les engins agricoles représentent des surfaces particulièrement sensibles à ces phénomènes, le sol y étant significativement tassé, d'autant plus que les véhicules sont de plus en plus puissants et lourds.

★ Une autre particularité des sols cultivés provient des caractéristiques de la couche labourée. Cette tranche de sol⁵ est approximativement homogène du point de vue textural et structural, le labour gommant les hétérogénéités issues de la pédogénèse. Là encore, on remarque une évolution saisonnière, au fur et à mesure des travaux agricoles et des précipitations, qui conduisent à un tassement de la structure et une désagrégation des mottes, et donc une diminution de capacité de rétention du sol et de sa conductivité hydraulique. Les macropores créés par la faune du sol ou les racines des cultures peuvent pallier cette décroissance de la conductivité.

★ Entre cette couche labourée et le sol non labouré se situe une fine couche de sol, tassée par le labour : la semelle de labour. Cette semelle peut être quasiment inexistante, comme elle peut être pratiquement imperméable, suivant les conditions d'humidité qui régnaient au moment du labour, et servir de support à des écoulements subsurfaciques latéraux saturés, d'autant qu'elle est souvent surmontée par des chaumes, qui forment des chemins préférentiels d'écoulement. Son extension dans un même champ peut être discontinue, les zones où la semelle de labour est quasi-inexistante jouxtant celle où elle constitue un barrage aux écoulements (Zida, communication personnelle). Nous n'avons pas trouvé de référence au sujet de la semelle de labour, bien qu'elle soit souvent citée par les agronomes pour la discontinuité majeure qu'elle constitue dans le profil pédologique.

★ Enfin, citons pour terminer l'influence des tous premiers centimètres de sol, notamment pour les prairies, où la forte densité racinaire ménage une conductivité latérale élevée. Ainsi, Le Meillour (1996) a trouvé des conductivités hydrauliques latérales de l'ordre de 15 à 40 m/h dans la litière d'un sol non cultivé, dont on peut penser qu'il présente quelque analogie avec un sol en ray-grass depuis quelques années. Elle hésite toutefois à appliquer la loi de Darcy dans ces conditions, en arguant que cette couche de sol n'est pas encore un milieu poreux, et préconise plutôt une loi puissance analogue à l'équation de l'onde cinématique. Même si les ordres de grandeur obtenus ne sont pas directement transposables, retenons que l'écoulement hypodermique peut être significatif dans un sol pourvu d'un réseau racinaire dense, ou de pailles enfouies et non encore dégradées, et mériterait quelques expérimentations.

II. Influence du bocage sur les écoulements

II.1. Introduction

Parmi les éléments susceptibles de perturber les écoulements spécifiques aux bassins ruraux figurent certaines structures propres au bocage. Ce dernier est habituellement constitué de talus et/ou haies et/ou fossés. Ces éléments du paysage perturbent évidemment le ruissellement et les écoulements de la proche subsurface : certaines de ces structures freinent les écoulements, favorisent une réinfiltration et une dégradation des produits qui y sont éventuellement présents, d'autres au contraire accélèrent le transfert vers les eaux de surface. Il est donc légitime de supposer que la structure bocagère modifie la réponse d'un bassin versant, notamment en termes d'écoulements rapides et de qualité de l'eau. Cette influence du réseau anthropique s'estompe toutefois sans doute, en proportion, quand on passe à des événements pluvieux exceptionnels, puisque c'est alors essentiellement la topographie propre du bassin versant qui détermine sa réponse.

Après une brève présentation du(des) bocage(s), nous nous intéresserons plus particulièrement au bocage breton, constitué essentiellement de talus/fossés, et aux études qu'il a suscitées. Nous verrons que, là encore, les connaissances que l'on a du fonctionnement hydrologique aux environs de ces structures sont essentiellement qualitatives. Comme dans le reste de cette étude bibliographique, il est difficile d'isoler des échelles ou des objets d'étude, l'interaction étant forte, soit entre les différentes échelles auxquelles on étudie les processus (qu'il s'agisse de l'échelle spatiale : talus, versant, bassin versant ou temporelle : heures, semaines, saisons, plusieurs années), soit entre les différents processus et paramètres en jeu (pédologie, évapotranspiration, géochimie, hydrologie). Nous

⁵ Les labours ont actuellement une profondeur d'environ 25 cm. Il y a quelques années, la profondeur moyenne était plutôt de 30-35 cm. On peut par conséquent souvent observer, dans des profils de sol, des traces de ces anciens labours, qui n'ont pas encore été effacées par la pédogénèse.

présenterons toutefois ces différents aspects de façon individuelle, en gardant à l'esprit que ces distinctions sont assez artificielles, et en tâchant d'identifier quelques constantes quant à l'influence de ces structures sur les écoulements, au travers de la diversité des situations rencontrées

II.2. Historique et typologie des bocages

Les bocages ont donné lieu vers le milieu des années 1970 à de nombreuses études, afin de juger de l'effet des remembrements agricoles et de la disparition d'une grande partie des structures bocagères (CNRS-ENSA-Université de Rennes, 1976). Ces études n'ont en fait guère pu répondre de manière tranchée sur les conséquences de l'arasement de ces structures : l'hétérogénéité du milieu bocager entraîne l'existence de gradients complexes des différents facteurs, et la superposition d'effets opposés, qui rendent l'évaluation du bilan difficile. De surcroît, des facteurs fondamentaux comme l'influence maritime ou continentale, la structure géologique, la topographie, les pratiques agricoles ont une influence plus grande que la structure bocagère elle-même, et il s'agissait donc d'évaluer des grandeurs influant au deuxième ordre. Mis à part un regain d'intérêt ces dernières années, les travaux menés à cette époque constituent pourtant le "noyau dur" des connaissances qui seront rapportées ici.

La présentation "historique" et essentiellement descriptive (Flatres, 1976) qui suit se justifie par la tentative de comprendre les éléments qui ont motivé la mise en place du bocage, et de juger par là même si un rôle hydraulique lui était dévolu, ou s'il l'a acquis a posteriori.

Le bocage est défini comme un enclos verdoyant, le paysage de bocage étant essentiellement concentré dans l'ouest atlantique sur notre continent.

Une typologie fonctionnelle distingue le bocage de prés, où l'enclos retient le bétail dans la pâture, du bocage de champ, où l'enclos empêche au contraire les bêtes de pénétrer. L'histoire et la structure du bocage dans les pays de la mer du nord, de l'est et du centre de la France diffèrent de celles de l'Ouest britannique, armoricain et galicien. On s'intéresse dans la suite au bocage du second groupe, à petites mailles, aux formes moins géométriques que celles du premier groupe, et qui datent souvent du moyen âge. Les enclos sont délimités par des talus, le plus souvent bordés de fossés et surmontés d'arbres ou d'arbustes. Rien n'indique toutefois si ces fossés ont été creusés pour fournir le matériau nécessaire à la construction du talus, ou si un rôle propre leur était dévolu. Les talus quant à eux, outre leur rôle de délimitation des parcelles, fournissaient une protection contre le vent, du bois de feu ou d'ouvrage, de la litière et du foin pour les bêtes.

Une étude des talus (suivant leur forme, leur couverture, leurs dimensions ...) permet une première classification typologique. Une autre approche est basée sur la morphologie du parcellaire. Elle semble varier à l'infini, entre les structures héritées de l'époque romaine (d'aucuns attribuent même à certains talus un rôle religieux dans les traditions celtes), celles correspondant à un défrichement, d'autres à des héritages et donc des découpages successifs, d'autres encore à une volonté d'aménagement de l'espace agricole, pour pallier au mieux les effets négatifs du milieu...

⇒ Il ressort de cette approche historique et géographique qu'il paraît difficile d'énoncer des résultats généraux sur le bocage, même à l'échelle infra-régionale, la structure du bocage variant avec sa vocation (champ ou pré), le type d'enclos, la forme de la parcelle, la position dans le paysage ... On ne peut donc affirmer à l'issue de ce premier tour d'horizon si un rôle hydraulique était dévolu au bocage, ou s'il l'a acquis a posteriori, ne serait-ce que par l'influence qu'il a à long terme sur le microclimat ou la pédologie, comme on l'exposera dans les paragraphes suivants.

Il semble toutefois que, de façon générale, les haies et talus étaient plutôt situés sur des limites pédologiques, ou des ruptures de pentes, sans doute pour tirer au mieux partie du milieu et de ses contraintes.

De même l'orientation fréquente des parcelles légèrement en travers de la pente, de telle façon qu'elles présentent un coin bas, trouve sans doute une explication à la fois dans la nécessité d'évacuer l'excès d'eau de la parcelle, et dans le fait qu'il était plus facile de sortir du champ avec une charrette chargée par le bas que vers le haut de celle-ci. Enfin, le travail du sol, parallèlement aux limites de la parcelle, s'effectuait donc suivant des pentes moins accentuées que la pente du terrain, permettant de ménager les bêtes de somme.

II.3. Influence du bocage sur le climat

De par les modifications qu'il entraîne sur la topographie locale et la végétation à l'échelle de la haie ou du talus, le bocage influence l'évapotranspiration et la répartition des pluies, d'une part au niveau de la haie, d'autre part au niveau micro-régional. Si cette influence est facile à affirmer, elle l'est beaucoup moins à quantifier, les interactions, souvent antagonistes, entre les différents paramètres et processus en jeu, rendant ardu le diagnostic global de l'influence de la structure bocagère sur le climat (Damagnez, 1976).

II.3.a. Modifications microclimatiques dues à l'aménagement

L'influence du bocage doit être considérée à deux niveaux, correspondant à l'échelle locale (la parcelle, où l'influence varie avec la distance à la haie) et l'échelle régionale. Quelle que soit l'échelle d'espace considérée, le bocage agit sur deux éléments essentiels du bilan d'énergie : le rayonnement d'une part, l'écoulement de l'air d'autre part.

Rappelons que le bilan d'énergie d'une surface d'échange s'écrit :

$$R_n + Q_s + Q_h + Q_e = 0$$

R_n : rayonnement net, qui traduit la quantité nette d'énergie gagnée, de jour, ou perdue la nuit, par rayonnement,

Les différents termes de ce bilan des échanges radiatifs sont :

- la différence entre les rayonnements solaires incident et réfléchi par le sol,
- la différence entre le rayonnement de grande longueur d'onde émis par la surface de la terre et par l'atmosphère. Ce terme, toujours négatif, correspond au refroidissement nocturne.

Q_s : flux de chaleur dans le sol,

Q_h et **Q_e** : flux de chaleur échangés respectivement sous la forme :

- de chaleur sensible induite par les profils de température au voisinage de la surface,
- de chaleur latente, équivalent énergétique de l'évaporation ou de la condensation.

La répartition qui s'établit entre les divers flux détermine la température d'équilibre de la surface d'échange

⇒ La double action du bocage sur les échanges radiatifs et les transferts turbulents introduit une certaine complexité dans les modifications microclimatiques résultantes. Ce sont les effets de l'un ou l'autre facteur qui prédomineront, selon la fréquence des vents forts et violents, ou selon la densité du système bocager.

a. Bilan radiatif

A l'échelle régionale, le piégeage du rayonnement solaire par le système de haies introduit une diminution de l'albédo, et donc une augmentation de l'énergie solaire.

A l'échelle locale, la température est plus élevée, surtout près de la haie exposée au soleil. A l'ombre de la haie par contre, la substitution du rayonnement atmosphérique par le rayonnement des haies plus chaudes doit être très largement contrebalancée par la réduction du rayonnement solaire direct et on peut attendre des températures plus basses. En moyenne, cependant, sur l'ensemble de la parcelle, l'effet de piège du système bocager doit correspondre au léger réchauffement prévu à l'échelle régionale (Guyot et Seguin, 1976).

b. Transferts turbulents

L'accroissement de la rugosité de surface, si elle se traduit à l'échelle régionale par une réduction de la vitesse du vent ayant une conséquence directe sur les effets mécaniques du vent - soit sur les transports éoliens, soit directement sur la végétation -, entraîne une intensification des échanges verticaux d'énergie mécanique alors que l'action locale conduit, au contraire, à une réduction de ceux-ci.

Au niveau de la surface, ce processus conduit à une augmentation de température le jour, une réduction la nuit. La température de l'air subit le même processus, mais considérablement atténué, et même inversé à partir d'une certaine hauteur.

g Conclusions

Il est impossible de caractériser les effets microclimatiques du bocage sur une parcelle par l'analyse des phénomènes tels qu'ils se produisent au niveau d'un brise vent isolé noyé dans un écoulement turbulent homogène. En effet les caractéristiques de l'écoulement turbulent en un point donné de l'espace, et par conséquent le coefficient d'échange turbulent qui traduit l'intensité des échanges de chaleur et de masse au niveau de la surface du sol, sont fonction de toute l'histoire passée du vent, et en particulier de l'aménagement mais aussi de la topographie de la zone amont.

En d'autres termes, on ne sait pas quantifier l'impact exact du bocage sur l'évapotranspiration et le développement des cultures avoisinantes.

⇒ Cela implique aussi que dans une démarche de modélisation, on ne saura pas rendre compte de l'effet du bocage sur l'évapotranspiration.

II.3.b. Influence du bocage sur les pluies

Les observations et les mesures montrent une forte hétérogénéité spatiale des pluies à l'échelle de la parcelle et du bassin versant : la pluie est plus forte sur la zone au vent, plus faible sous le vent, la différence pouvant atteindre 30%. La largeur de la zone contrôlée dépend de l'orientation et de la vitesse du vent. Les zones de bas fond, parcelles étroites ceinturées par un talus arboré sont particulièrement protégées des pluies.

Notons également l'influence du bocage sur le vent : c'est même une de ses premières vocations que de protéger les cultures du vent, et de limiter l'érosion éolienne.

II.4. Influence du bocage sur les écoulements

L'essentiel de ce qui suit provient des travaux de Carnet (1976, 1978), visant à comprendre les liens entre la pédologie et les écoulements à l'échelle du versant, notamment au niveau des structures bocagères. La démarche passe par des observations essentiellement descriptives des talus en place, et tente d'en déduire l'influence du bocage sur les écoulements. Cette démarche pose nombre de problèmes d'échantillonnage liés à la variabilité du système étudié, notamment à cause du système racinaire ; elle reste cependant essentielle pour dégager des critères décisifs dans la compréhension des circulations d'eau à l'échelle du versant, voire du bassin versant élémentaire.

Notons que les observations ont été conduites sur des coupes transversales de haies perpendiculaires à la ligne de plus grande pente, qui sont les seules d'après l'auteur à avoir un rôle sur la distribution des sols. De plus, l'influence des fossés est passée sous silence, car sur les versants ayant servi de support aux observations, les fossés étaient le plus souvent comblés par l'érosion, et n'ont pas été étudiés en tant que tels.

⇒ Nous traiterons donc d'abord de l'influence des talus sur les écoulements, et ensuite seulement de celle des fossés.

Enfin l'auteur s'est limitée à l'échelle du versant, le rôle du bocage à l'échelle du bassin versant étant abordé dans un travail parallèle, également évoqué ici (Mérot, 1978).

II.4.a. Pédologie

Il est difficile de présenter la pédologie des talus et de leurs alentours de façon distincte de l'hydrologie : comme on l'a déjà signalé, il y a de fortes interactions entre les sols et les circulations d'eau, la modification du bocage entraînant une modification des écoulements qui en retour agit sur la pédologie, avec des échelles de temps qui peuvent être très différentes : les phénomènes érosifs qui entraînent une modification des fossés ou de la surface des abords immédiats d'un talus peuvent se produire en une ou deux saisons culturales, alors que la modification du développement de profil à la verticale d'un talus prendra plutôt quelques dizaines d'années.

On présentera donc ici seulement quelques pédoséquences caractéristiques des talus ; l'interprétation quant aux phénomènes qui y ont conduit et les implications sur les écoulements seront traitées au paragraphe suivant.

a. A l'échelle du talus.

On distingue en général trois zones (Ruellan, 1976) :

- une zone superficielle constituée par un horizon organique de type moder à mor de quelques centimètres,
- une partie centrale, ou noyau, constituée de particules dont la texture est voisine de celle des horizons superficiels des sols avoisinants,
- une partie basale, qui peut présenter des différences par rapport au reste du talus. Les horizons situés sous le talus ont souvent une certaine continuité avec les horizons des parcelles avoisinantes. Cependant cette continuité est souvent rompue par le ou les fossés qui longent le talus. Ces fossés sont fréquemment comblés actuellement, mais la discontinuité des horizons est maintenue.

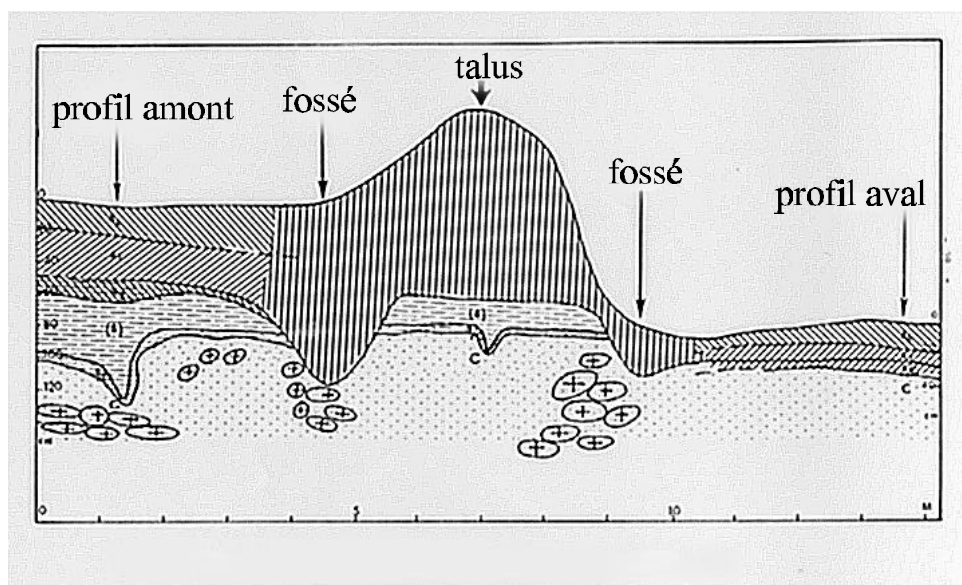


Figure 3 : Coupe en travers d'un talus (d'après Carnet, 1976)

Sur les pentes moyennes ou fortes, les talus présentent une forte dissymétrie topographique entre l'amont - presque au niveau de la parcelle - et l'aval, où existe au contraire une forte dénivellée. Le développement racinaire des arbres dans le talus et son sol modifie profondément les horizons A des sols profonds et crée une porosité grossière ou de fente dans les horizons sous-jacents, y compris les niveaux très compacts.

Sur le plan chimique, les talus ont des profils très faiblement différenciés. Ce sont des sols acides où le complexe adsorbant est très désaturé. Le taux de matière organique est fonction du type et de l'importance de la végétation.

b. A l'échelle du versant

La présence d'un talus-fossé sur un sol moyennement profond, quelle que soit la pente, entraîne de profondes modifications dans l'organisation des sols :

- rupture de la séquence au niveau du fossé quand celui-ci existe,
- le sol est discontinu sous le talus,
- en aval, le sol est tronqué,
- en amont, de la terre est accumulée.

On passe d'un sol moyennement différencié à un sol peu différencié en aval. Certains talus n'ont toutefois que peu d'influence sur les variations pédologiques en profondeur ; les raisons en sont probablement multiples : jeunesse du talus, faible importance du talus par rapport à l'épaisseur de certains sols, pentes faibles.

Notons que l'essentiel du travail cité a été mené sur un bassin sur granite, mais que les résultats sont transposables à un bassin schisteux. Il semble que le mécanisme majeur de la différenciation amont/aval du talus soit l'érosion : il y a à l'amont des talus une accumulation qui épaissit les horizons superficiels organiques, et à l'aval une érosion qui peut atteindre toute l'épaisseur de sol.

Les talus perpendiculaires à la pente se situent souvent sur des limites pédologiques ou géologiques. Est-ce le fruit du hasard ? Le choix de l'emplacement des talus correspond certainement à une connaissance intuitive du comportement du sol par l'agriculteur, notamment celle de l'érosion qui est plus importante aux ruptures de pente.

Les talus parallèles à la pente n'ont, d'après l'auteur, probablement aucun rôle sur la distribution des sols, car ils ne forment pas de barrage à la circulation oblique de l'eau. Les talus obliques ont probablement un rôle peu différent des talus perpendiculaires à la pente. On a pu observer leur rôle de barrage à l'érosion. Par contre, on n'observe pas de variations aussi importantes de la distribution des sols.

II.4.b. Influence des talus sur les écoulements

Ce paragraphe traite des configurations typiquement rencontrées en Bretagne, c'est à dire sur des bassins développés sur un socle imperméable, aux pentes non négligeables (quelques pourcents), et au réseau hydrographique dense.

a. A l'échelle du talus

Le régime hydrique du talus lui-même présente des traits particuliers : le front d'humectation doit traverser une épaisseur de sol beaucoup plus grande et la teneur élevée en matière organique ne fait que ralentir la pénétration du front, en augmentant la capacité de rétention. Ceci crée, à un stade donné de réhumectation de la séquence, une zone relativement sèche par rapport aux horizons voisins, et on peut penser que les écoulements latéraux le long des versants sont alors ralentis. Ce rôle s'annule probablement en phase très humide.

b. A l'échelle du versant

Régime hydrique d'un versant seul

Si l'on s'intéresse d'abord au régime hydrique d'un versant « seul », c'est à dire sans talus, les circulations d'eau « type » varient avec la succession de sols que l'on rencontre, qui dépend elle-même de la position dans le bassin :

- dans les pseudo-talwegs, les toposéquences sont fortement différenciées : vers l'aval, il y a accumulation d'argile, et apparition d'horizons compacts. On trouve ainsi de l'amont vers l'aval : des sols peu différenciés (rankers et sols bruns humifères), sols moyennement différenciés (sols bruns acides) et sols hydromorphes.
- entre les pseudo-talwegs, les séquences sont peu différenciées.

Or les sols peu différenciés sont caractérisés par un ressuyage rapide, la circulation de l'eau en leur sein étant essentiellement verticale, sauf sous fortes pluies, où le ruissellement peut alors prendre naissance. Les sols moyennement différenciés ont un temps de ressuyage plus long, en particulier dans l'horizon B ; une partie de l'apport pluvial est drainé verticalement, l'autre partie fait probablement l'objet d'un écoulement latéral dans les horizons A et B.

⇒ A partir de ces données, on peut proposer des hypothèses de circulation de l'eau le long des versants :

- en surface, les risques de ruissellement sont importants en amont (où les sols sont très riches en MO) ; ces risques existent également le long des versants quand l'horizon Ap est peu perméable ; ceci dépend toutefois de l'état de surface du sol

- au sein de la couverture pédologique : en amont, les circulations d'eau sont essentiellement verticales, excepté dans les sols sur granite où l'infiltration est probablement déviée au niveau de la roche, et dans les sols sur arène à blocs où l'infiltration peut être partiellement déviée au contact arène à blocs/arène en place. En effet la limite entre arène à blocs et en place est très nette : on observe parfois la présence d'une couche plus lessivée (10 cm) puis d'une couche plus argileuse (2 à 5 cm). La couche argileuse ralentit probablement l'infiltration et la dévie latéralement. On retrouve le même type de fonctionnement dans les bassins sur schiste, où les altérites de schiste, moins perméables, dévient également les écoulements.
- les sols du versant bénéficient donc d'apports supplémentaires par ruissellement et probablement par drainage oblique. Ces apports sont drainés verticalement et partiellement latéralement au sein des horizons peu profonds et l'écoulement oblique alimente alors les sols du bas fond. L'eau libre qui existe en quantité importante dans les sols hydromorphes provient donc en partie des sols moyennement et très différenciés de l'amont ; les zones basses (bas-fonds humides) sont des zones de rencontre du ruissellement, de l'écoulement latéral et de l'eau de la nappe.

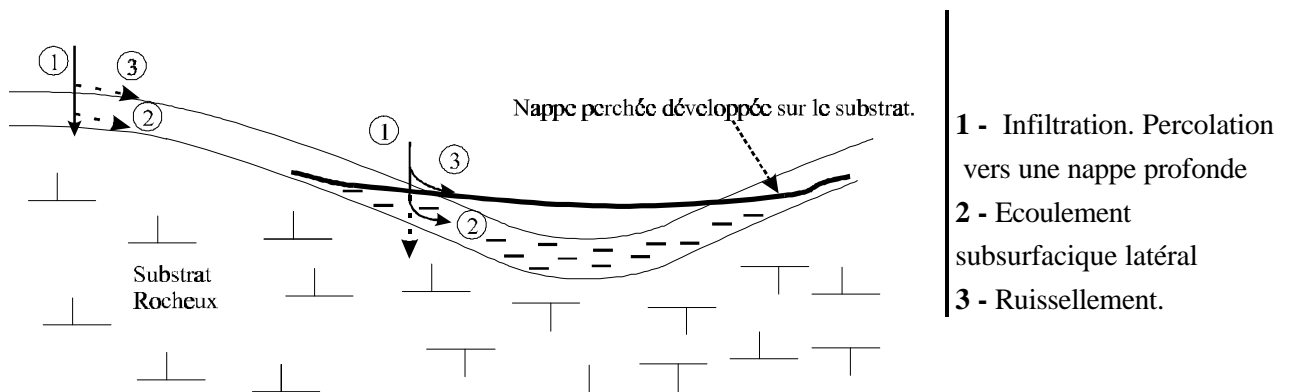


Figure 4 : Circulations d'eau sur un versant seul

Influence d'un talus sur le régime « naturel » d'un versant.

Si l'on passe maintenant à l'influence des talus sur les écoulements au sein du versant, on met en évidence certains traits distinctifs du comportement hydrique des sols en fonction de leur éloignement du talus :

- le dessèchement est plus progressif, mais va plus loin, dans les sols situés près des talus, par rapport aux sols éloignés des talus. Le dessèchement plus lent s'expliquerait par l'ombrage des profils proches du talus-haie, alors que l'assèchement plus accentué en été, et la réhumectation plus tardive en automne sont sans doute dus à la consommation importante d'eau par les arbres à cette période,
- sur les versants à sols moyennement différenciés, les sols situés en amont du talus se réhumidifient plus vite que les sols éloignés des talus ; ces sols bénéficient d'apports supplémentaires provenant du versant. Le talus-fossé joue alors probablement un rôle de barrage aux apports par ruissellement et drainage oblique. D'autre part, la porosité verticale des sols sous talus étant importante et grossière, elle y faciliterait la circulation verticale de l'eau,
- sur les versants à sols très différenciés, ce rôle de barrage joué par le talus est moins accusé. En effet, on constate qu'il y a une redistribution d'eau le long du versant indépendamment de l'existence du talus puisque les sols à son aval immédiat sont aussi humides qu'à son amont. Toutefois, la présence quasi-systématique d'une zone hydromorphe à l'aval du fossé et sous le talus indique que la circulation de l'eau est probablement ralentie à ce niveau. Ce rôle moins marqué est sans doute dû pour partie à la proximité de la nappe et à la frange capillaire sous-jacente, puisque ces sols très différenciés se situent souvent dans les zones de

bas fonds hydromorphes, et pour partie au fait que l'on n'observe pas de discontinuités dans la pédoséquence sous les talus observés à ce niveau.

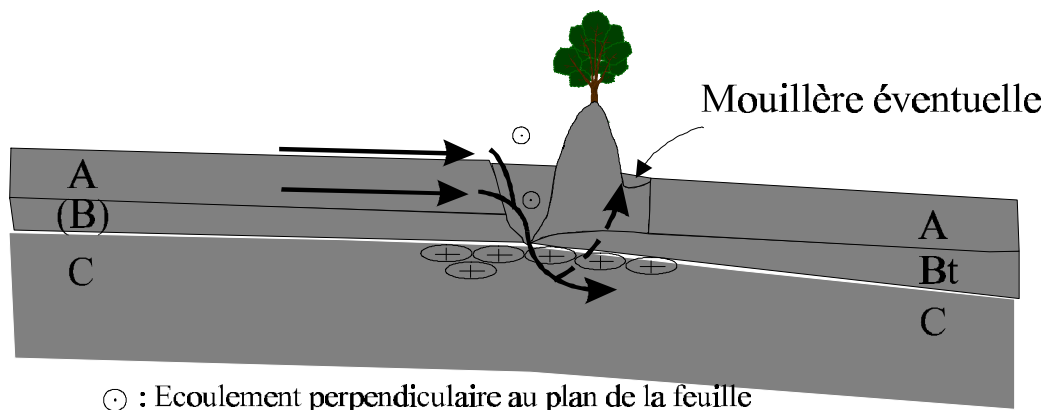


Figure 5 : Influence d'un talus sur les circulations d'eau.

Il est évident que l'intervention d'autres facteurs (orientation des talus par rapport aux pluies dominantes, présence d'une nappe) viennent encore compliquer le système, mais ils peuvent être analysés pour l'essentiel :

- lorsque le talus est orienté sous les pluies dominantes, les différences d'humidité des sols de part et d'autre du talus sont très importantes. Ces différences sont atténuées lorsqu'on s'éloigne de cette orientation.
- la présence d'une nappe renforce l'humidité des sols en aval du talus et gêne par là même l'interprétation du rôle exact des talus ceinturant les bas fonds du paysage.

Le transfert de l'eau sur une séquence bocagère a également été étudié, à la même époque, à l'aide d'oxygène 18 (Mérot, 1978).

Ce travail a permis d'identifier une averse et de suivre son trajet dans le sol, le long d'une séquence de sol d'environ 100 mètres, et de 10% de pente, le talus étudié étant situé à l'aval du versant. Quand on descend de l'amont vers l'aval jusqu'au niveau du talus, l'eau du sol paraît de plus en plus mélangée le long de chaque profil, l'eau de l'averse identifiée ne se retrouvant plus à l'amont du talus. Par contre, à l'aval du talus, on retrouve un profil d'humidité avec en surface l'eau correspondant à l'averse étudiée et en profondeur de l'eau avec un signal très différent correspondant à des averses plus anciennes.

⇒ Cette étude montre donc bien qu'il y a rupture de la dynamique de l'eau au niveau du talus, qu'il n'y a pas eu alimentation par l'amont, et que le talus a joué un rôle de barrage et de drain vertical.

Par ailleurs, plus récemment, une étude hydrologique a été menée sur deux transects proches l'un de l'autre, l'un avec talus et haie de ceinture de bas fonds et l'autre sans, au dessus d'une zone hydromorphe, à l'amont d'un petit bassin versant d'agriculture semi intensive, sur granite, en Normandie (Forget, 1997). L'étude était basée sur des mesures tensiométriques à 1, 3 et 5 mètres de part et d'autre du talus ou de la clôture, le suivi ayant eu lieu de début février à fin avril 97.

⇒ L'étude conclut à de fortes différences hydrologiques entre les deux transects. Le transect haie a une dynamique différenciée entre l'amont et l'aval, et selon la proximité de la haie. La capacité de stockage est importante en amont du talus, en partie à cause du dénivelé qu'il introduit dans le paysage et en partie à cause de la capacité évaporative de la haie. Le transect clôture a une dynamique hydrique homogène longitudinalement et est saturé plus longtemps, et dès la surface. A la reprise des pluies, l'entrée dans la zone humide des flux provenant du versant est retardée par la

présence du talus. Ces flux s'infiltrent verticalement à l'amont du talus et rejoignent la nappe profonde.

g *A l'échelle du bassin*

Une approche complémentaire de l'approche descriptive et explicative présentée plus haut est d'adopter une démarche plus globale, en comparant le comportement hydrologique de deux bassins aussi proches dans leurs caractéristiques que possibles, l'un étant bocager et l'autre non (Mérot, 1978). Cette démarche a donné des résultats tout en nuances, les différences de comportement entre les deux bassins n'étant pas très marquées :

- pour le bassin bocager, la lame ruisselée croît linéairement avec la pluie utile, sans que l'intensité de la pluie ou l'état d'humidité du bassin intervienne, le coefficient de ruissellement est donc approximativement constant,
- pour le bassin ouvert, la lame ruisselée croît plutôt exponentiellement avec la hauteur de la pluie utile et l'intensité de cette pluie. De plus l'état d'humidité du bassin versant influe fortement.

⇒ Au total, il semble qu'il y ait un léger lissage des crues moyennes pour le bassin versant bocager, et un étiage mieux soutenu. En termes de volumes annuels par contre (ou même de volumes par crues), les deux bassins versants semblent à peu près équivalents.

Ces résultats peu marqués s'expliquent par le fait que si l'on hiérarchise les éléments influençant la réponse d'un bassin, l'élément primordial, en particulier au niveau des crues, est la pluie et son intensité : pour les averses violentes, de fréquence rare, l'intensité de la pluie est toujours supérieure à la capacité d'infiltration des sols et l'on peut considérer que l'eau ruisselle sur tout le bassin versant. Les talus n'ont donc pas une efficacité très grande dans le laminage des crues exceptionnelles, au moins du point de vue du stockage d'eau dans le sol ; par contre, on peut s'interroger sur leur rôle de stockage derrière la barrière aux écoulements qu'ils constituent, ou au contraire d'accélération du transfert dans les fossés et dérayures qui les longent.

Une autre approche plus analytique, s'appuyant sur un modèle numérique de terrain, (Gascuel et al., 1997) a tenté de quantifier la modification de trois paramètres des écoulements « naturels » modifiés par la présence d'une haie : la pente des mailles-haies pour l'écoulement, la longueur des versants, et la surface de bassin versant déconnectée de la rivière parce que située en amont de mailles-puits qui piègent les écoulements.

Ce travail passe par la mise au point d'un logiciel pour calculer différentes caractéristiques topologiques et morphométriques d'un réseau d'écoulement en présence de haies, ce logiciel ayant été appliqué au bassin de Naizin (voir Partie II) en 1948 et 1992 et à trois bassins de structure bocagère différentes dans la région du Mont Saint Michel.

⇒ L'étude conclut que la pente moyenne pour l'écoulement des mailles (d'environ 50 mètres de côté) bordées par des haies est diminuée d'environ 50%, les pentes locales des mailles haies ont une distribution nettement plus centrée que la pente topographique des mêmes mailles. La longueur des versants libres à l'écoulement est diminuée en moyenne de 10% mais peut ne pas être affectée. Le bocage peut déconnecter du réseau hydrographique jusqu'à 30% des superficies du bassin versant, cette valeur pouvant tomber à 10% quand le bocage est dégradé. La déconnexion vis à vis du réseau hydrographique, qui mesure l'efficacité hydrologique du bocage, n'est pas proportionnelle à la densité du bocage.

Ce travail ne passe toutefois pas par la représentation des écoulements à proprement parler, et ses conclusions ne sont donc qu'une première approche du rôle du bocage sur les écoulements. Tous les processus se déroulant dans la subsurface notamment ne sont pas évoqués, le comportement hydrologique du bassin étant réduit au seul ruissellement dans cette approche.

II.5. Influence des fossés sur les écoulements

Comme on l'a déjà souligné, le rôle dévolu à l'origine aux fossés longeant les talus n'apparaît pas clairement :

- n'étaient-ils que la contrepartie du talus, le matériau y étant prélevé servant à construire celui-ci ?
- avaient-ils un rôle d'assainissement par drainage, par interception de l'eau de ruissellement ou de l'eau s'écoulant dans la proche subsurface, par transfert de l'eau qu'ils collectaient jusqu'au réseau hydrographique principal ?
- au contraire servaient-ils à stocker l'eau et la réinfiltrer dans certaines zones ?

Nous n'avons rien trouvé à ce sujet dans la bibliographie effectuée sur le bocage. Il est probable que les fossés remplissaient plusieurs de ces fonctions, que ce soit voulu ou non. D'autres fossés, traversant les parcelles, avaient plus clairement un rôle d'assainissement, ou au contraire d'irrigation dans les prairies de bas-fond où l'on fanait plusieurs fois l'an.

Ces fossés étaient moins profonds que les actuels collecteurs de réseau de drainage agricole (environ 50-60 cm). Dans les zones remembrées et/ou dans les zones où le drainage artificiel s'est généralisé, nombre d'entre eux sont plus ou moins comblés par la végétation et l'érosion des parcelles qui les dominent, leur état reflétant le relatif abandon des bordures de parcelle et la désaffection des fossés ouverts au profit du drainage par tuyaux enterrés.

Nous allons toutefois tenter de cerner l'influence qu'ils ont sur les écoulements, puisque dans les zones où le drainage artificiel ne commande pas le comportement du bassin, ils restent potentiellement un élément essentiel pour le fonctionnement du bassin, au moins pour ce qui concerne les écoulements de surface ou peu profonds. Même dans les zones drainées par tuyaux enterrés, ces fossés sont susceptibles de capter le ruissellement de surface et l'écoulement hypodermique qui, s'ils ne représentent qu'une faible part de l'écoulement, n'en sont pas moins en général les composantes les plus chargées en produits phytosanitaires.

La littérature traitant de l'hydraulique dans les fossés, ou de leur rôle sur le comportement hydrodynamique des sols les avoisinant est relativement inadaptée à notre problématique, au moins pour celle que nous avons consultée :

- les travaux relatifs au drainage artificiel par fossés ou tuyaux enterrés (Lesaffre, 1988, Zimmer, 1988), tel qu'il est pratiqué dans nos contrées, s'appuient sur l'hypothèse d'un flux nul à l'interdrain, puisque les drains sont régulièrement espacés, et qu'on étudie donc un système homogène à l'échelle de l'interdrain. La résolution analytique des débits de pointe ou de récession de tels systèmes passe de plus par l'hypothèse d'une forme constante de la nappe. Il est clair que ces différentes hypothèses ne s'appliquent pas au cas de fossés irrégulièrement disposés sur un bassin (en distance et en orientation), de surcroît assez éloignés (souvent 100-200 mètres, contre un éloignement des drains de 10 à 15 mètres pour le drainage par tuyaux enterrés),
- les travaux concernant l'influence des fossés en travers de la pente que nous avons compulsés (Van Hoorn et Van Der Molen, 1973) ne concernent que le régime permanent, et un apport d'eau au fossé provenant de l'amont du versant, et non de précipitations aux abords du fossé (qui, sauf pluies très longues et régulières, ne permettraient pas au régime permanent de s'établir),
- les relations trouvées pour les échanges nappe-rivière (Heydarizadeh, 1996) concernent, assez logiquement, une rivière située en fond de talweg. Le plus souvent, il s'agit de relations complexes, reposant sur des hypothèses fortes quant à la position relative de la nappe et du cours d'eau. Ces relations demandent soit beaucoup de connaissances sur le lit de la rivière, un colmatage éventuel, les conductivités hydrauliques des matériaux, soit de nombreuses mesures pour caler des relations empiriques. De plus, la position souvent arbitraire des fossés qui nous concernent dans la pente ne permet pas une application facile des relations citées,

- l'hydrogéologie semblait a priori une discipline intéressante pour cette problématique (Wolsack, 1979, De Marsily, 1981); là encore toutefois les relations analytiques supposent des hypothèses fortes, et nous n'avons guère pu les appliquer. Ainsi les solutions analytiques pour le rabattement d'une nappe passent par la linéarisation de l'équation de la diffusivité, qui n'a de sens qu'en cas de nappe captive (transmissivité constante), ou de nappe libre dont la puissance varie peu par rapport à sa valeur nominale.

Quant au problème spécifique qui nous intéresse, de l'influence des fossés sur le régime des eaux en paysage bocager, nous ne l'avons jamais rencontré dans la littérature.

Malgré cette lacune de solution mathématique adaptée à notre problématique, nous présentons les principales équations relatives aux processus impliqués, afin d'évaluer quelques ordres de grandeur quant aux flux drainés par les fossés et leur longueur d'influence, et de se familiariser avec des équations qu'il faudra donc résoudre de façon numérique (Partie III, chapitre 2).

Equation de la diffusivité en nappe libre

L'équation de continuité pour un écoulement en milieu poreux (De Marsily, 1981), qui traduit la conservation de la matière s'écrit :

$$\operatorname{div}(\mathbf{r}\bar{U}) + \frac{\mathcal{I}}{\mathcal{I}t}(\mathbf{r}\mathbf{w}) + \mathbf{r}q = 0 \quad \text{où} \quad \left\{ \begin{array}{l} \bullet \rho \text{ est la masse volumique du fluide} \\ \bullet U \text{ sa vitesse de filtration} \\ \bullet \omega \text{ la porosité totale du milieu poreux} \\ \bullet q \text{ le débit de fluide prélevé dans le milieu poreux par unité de volume} \end{array} \right.$$

L'équation de Darcy, qui régit les écoulements s'exprime par :

$$\bar{U} = -\frac{\bar{k}}{\mathbf{m}}(\operatorname{grad}.p + \mathbf{r}.g.\operatorname{grad}.z) \quad \text{où} \quad \left\{ \begin{array}{l} \bullet k \text{ est le tenseur de perméabilité intrinsèque} \\ \bullet \mu \text{ le coefficient de viscosité dynamique du fluide} \\ \bullet p \text{ la pression du fluide} \\ \bullet g \text{ l'accélération de la pesanteur} \\ \bullet z \text{ l'altitude (orientée vers le haut)} \end{array} \right.$$

Pour les fluides incompressibles, cette loi devient :

$$\bar{U} = -\frac{\bar{k}\mathbf{r}g}{\mathbf{m}}\operatorname{grad}.h = -\bar{K}.\operatorname{grad}.h, \quad \text{où } h \text{ est la charge hydraulique, confondue ici avec la hauteur piézométrique : } h = \frac{p}{\mathbf{r}g} + z \text{ et } \bar{K} \text{ le tenseur de perméabilité ou conductivité hydraulique.}$$

On se limite maintenant au cas d'une nappe libre, c'est à dire à un milieu poreux saturé sur une certaine hauteur et surmonté par un milieu non saturé, et en général limité vers le bas par un substratum imperméable. Si l'on suppose que les vitesses sont toutes horizontales et parallèles entre elles sur une même verticale (hypothèse connue sous le nom d'hypothèse de Dupuit-Forchheimer ou hypothèse de Dupuit)⁶, et que l'on suppose de surcroît que le tenseur de perméabilité admette la verticale comme une de ses directions principales, la charge hydraulique est constante sur une verticale (et égale à la cote du toit de la nappe).

Si l'on intègre alors l'équation de continuité sur un petit volume de milieu poreux, en utilisant l'équation de Darcy, on obtient l'équation de diffusivité en nappe libre :

$$\frac{\mathcal{I}}{\mathcal{I}x} \left[\int_s^h K_{xx} dz \cdot \frac{\mathcal{I}h}{\mathcal{I}x} \right] + \frac{\mathcal{I}}{\mathcal{I}y} \left[\int_s^h K_{yy} dz \cdot \frac{\mathcal{I}h}{\mathcal{I}y} \right] = \omega_d \frac{\mathcal{I}h}{\mathcal{I}t} + Q$$

σ est la cote du substratum imperméable, Q le terme source ou puits ; ω_d est la porosité de drainage, c'est à dire la part d'eau mobilisable par gravité. Cette valeur varie donc avec la distance au toit de

⁶ Pour être complet, l'hypothèse de Dupuit-Forchheimer suppose que :

- dans l'aquifère, l'écoulement est horizontal,
- le gradient des équipotentielles, verticales, est égal à la pente de la surface piézométrique.

La première hypothèse est en fait le plus souvent élargie, quand la limite supérieure de l'imperméable a une pente faible, à un écoulement parallèle à cette limite, et non strictement horizontal.

la nappe (Zimmer, 1988) : si l'on reste dans la frange capillaire (annexe 1) elle est très faible (typiquement 2 %) alors que si l'on va jusqu'à une pression capillaire de quelques mètres elle peut atteindre quelques dizaines de pourcents.

L'équation ainsi obtenue est non linéaire. Il faut pour la linéariser supposer que la transmissivité varie peu avec la charge h , c'est à dire que les variations de charge sont négligeables devant $(h - \sigma)$, ou que les horizons profonds sont plus conducteurs que les horizons proches de la surface. Ces conditions ne sont en général pas vérifiées dans le cas qui nous intéresse : typiquement, l'imperméable se situe à trois ou quatre mètres de profondeur, les fossés ayant une profondeur d'environ 50 centimètres, et les horizons les plus conducteurs (horizons labourés et horizons structuraux non dégradés) se situent à faible profondeur. De surcroît, la pente des versants sur lesquels se situent les fossés avoisine souvent 5 à 10%, et ne permet pas l'hypothèse de Dupuit (qui suppose des pentes inférieures au pourcent).

Il nous semble de plus qu'il n'est pas légitime de négliger le rôle de la zone non saturée dans des problèmes de ce genre : l'écoulement latéral peut n'être pas négligeable dans la frange capillaire (si l'on se base sur les courbes de conductivité hydraulique en fonction de la saturation habituellement utilisées), et la porosité de drainage varie fortement avec la charge.

Drainage des terrains en pente

Si l'on passe maintenant aux articles spécifiques au drainage des terrains en pente (Van Hoorn et Van Der Molen, 1973), on ne trouve guère que des solutions en régime permanent :

Fossé en travers de la pente :

On suppose un sol homogène, en pente constante, et on applique l'hypothèse de Dupuit-Forchheimer. Dans la figure 7, la couche imperméable et le toit de la nappe initial ont une pente $\tan \alpha$. Le système de coordonnées est tel que l'axe des abscisses coïncide avec la limite supérieure de la couche imperméable, et l'axe des ordonnées passe par le milieu du fossé.

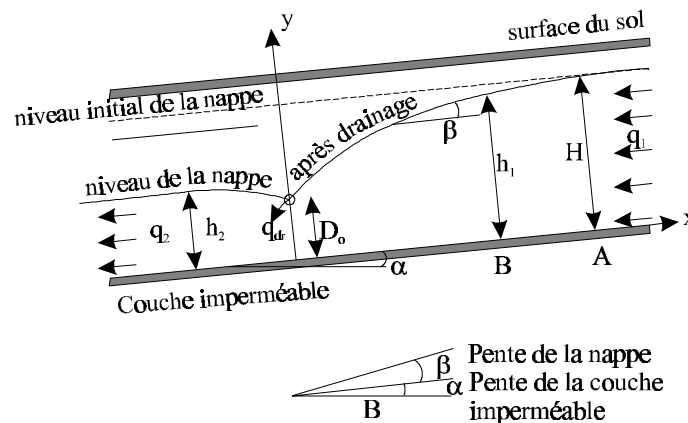


Figure 6 : Fossé d'interception dans un sol homogène surmontant une couche imperméable de pente uniforme (d'après Van Hoorn et Van Der Molen, 1973).

Comme toute l'eau entrante provient de sources éloignées en amont, on peut appliquer la loi de Darcy. Le flux par unité de surface est :

A travers la section A $q_1 = KH \tan \mathbf{a}$

A travers la section B $q_1 = Kh_1 \tan(\mathbf{a} + \mathbf{b})$

- q_1 est le flux par unité de surface
- K est la conductivité hydraulique du matériau où l'eau s'écoule
- H est l'épaisseur saturée du matériau non affecté par le drainage
- h_1 est la hauteur de la nappe au-dessus de la couche imperméable
- α est l'angle entre la couche imperméable et le plan horizontal
- β est l'angle entre le toit de la nappe après drainage et la couche imperméable.

Pour de faibles valeurs de α et β , on peut écrire en bonne approximation $\tan(\alpha+\beta) = \tan \alpha + \tan \beta = \tan \alpha + dh/dx$

On obtient alors $q_1 = Kh_1(\tan \alpha + \frac{dh}{dx})$ puis, en remplaçant h_1 par h : $\tan \alpha \cdot dx = \frac{h}{H-h} \cdot dh$.

Enfin, en intégrant cette équation avec les conditions aux limites $x = 0, h = D_0$:

$$x = \frac{1}{\tan \alpha} \left[H \cdot \ln \left(\frac{H - D_0}{H - h} \right) - (h - D_0) \right]$$

Théoriquement, le drain a une longueur d'influence infinie puisqu'on obtient $h = H$ pour $x = \infty$. Si l'on suppose toutefois la distance correspondant à $h = 0.9.H$ comme étant la distance effective sur laquelle le drain exerce une influence significative, on obtient, en posant $D_0 = aH$

$$x_{\text{eff}} = \frac{H}{\tan \alpha} \left[\ln \left(\frac{H - a}{0.1} \right) - (0.9 - a) \right] = b \frac{H}{\tan \alpha}$$

a =	0	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9
b =	1.4	1.4	1.38	1.35	1.29	1.21	1.09	0.90	0.59	0.00

Si l'on suppose donc une nappe de trois mètres de profondeur, et un fossé de 50 centimètres de profondeur, $a = 0.83 \approx 0.80$.

Pour une pente de

1 %,	$x_{\text{eff}} = 177$ m
5 %,	$x_{\text{eff}} = 35$ m
15 %,	$x_{\text{eff}} = 12$ m

On voit que la longueur d'influence varie de façon inversement proportionnelle à la pente, et que pour une pente faible de 1%, elle est élevée puisque le fossé induit un rabattement de 5 cm à presque 200 mètres de son emplacement. Ceci étant, notons que la zone non saturée n'est encore une fois pas prise en compte dans cette approche, et que pour des fossés peu profonds comme ceux dont on s'occupe ici, la frange capillaire doit quasiment affleurer la surface, même quand on rabat la nappe à 50 cm.

Le débit d'un tel fossé d'interception par unité de surface peut s'exprimer par :

$$q_{\text{dr}} = q_1 - q_2 = \frac{H - h_2}{H} q_1,$$

où $q_1 = K.H.\tan \alpha$ est le débit amont par unité de longueur de fossé et $q_2 = K.h_2.\tan \alpha$ est le débit aval par unité de longueur. Si la résistance radiale est faible, $h_2 = D_0$ et

$$q_{\text{dr}} = \frac{H - D_0}{H} K.H.\tan \alpha = (1 - a)K.H.\tan \alpha$$

Pour reprendre nos exemples précédents, en supposant une conductivité hydraulique $K = 1.10^{-6}$ m/s,

Pour une pente de	1 %,	$q_{\text{dr}} = 6.10^{-9}$ m ³ /m ¹ .s = 0.5 l/m/jour
	5 %,	$q_{\text{dr}} = 3.10^{-8}$ m ³ / m ¹ .s = 2.6 l/m/jour
	10 %,	$q_{\text{dr}} = 9.10^{-8}$ m ³ / m ¹ .s = 7.8 l/m/jour

Si l'on se rapporte alors au bassin sur lequel on travaille (voir Partie II), soit une dizaine de kilomètres de linéaire de fossés et une pente moyenne de 3%, et que l'on suppose tous les fossés perpendiculaires à la pente (ce qui n'est pas le cas), on obtient donc en régime permanent, en supposant que la nappe affleure, un débit généré par les fossés de 0.2 l/s, à comparer à des débits moyens de 100 à 200 l/s dans la rivière.

Cette valeur est donc négligeable, mais ne vaut que pour un régime permanent. Nous verrons surtout plus loin que nous remettons fortement en cause les valeurs de conductivités latérales à utiliser, et que les valeurs de débit ainsi obtenues perdent de leur intérêt.

Fossé parallèle à la pente :

Pour un fossé parallèle à la pente, l'effet de drainage du fossé est fonction relative du gradient hydraulique transversal et du gradient hydraulique longitudinal, c'est à dire la pente du fossé. Nous n'avons trouvé pour ce cas que des considérations relatives à des fossés d'écartement constant, dans le cas d'un drainage artificiel (Lesaffre, 1988).

Si l'on suppose un sol uniforme dont la surface fait un angle α avec l'horizontale. Les drains sont posés dans le sens de la pente, à une profondeur h , avec un écartement de $2l$.

Le gradient hydraulique moyen est égal au le rapport de la charge disponible à l'interdrain à la distance entre le sommet de la nappe et le drain. Si l'on suppose que le gradient hydraulique local est de valeur constante, la direction de l'écoulement est telle que a longueur du trajet hydraulique est minimale, à charge hydraulique donnée.

On note i l'angle du plan vertical où a lieu l'écoulement avec le plan ABD perpendiculaire à la ligne de plus grande pente.

Le gradient hydraulique moyen vaut $p = AC/AE$, qu'il s'agit donc de maximiser.

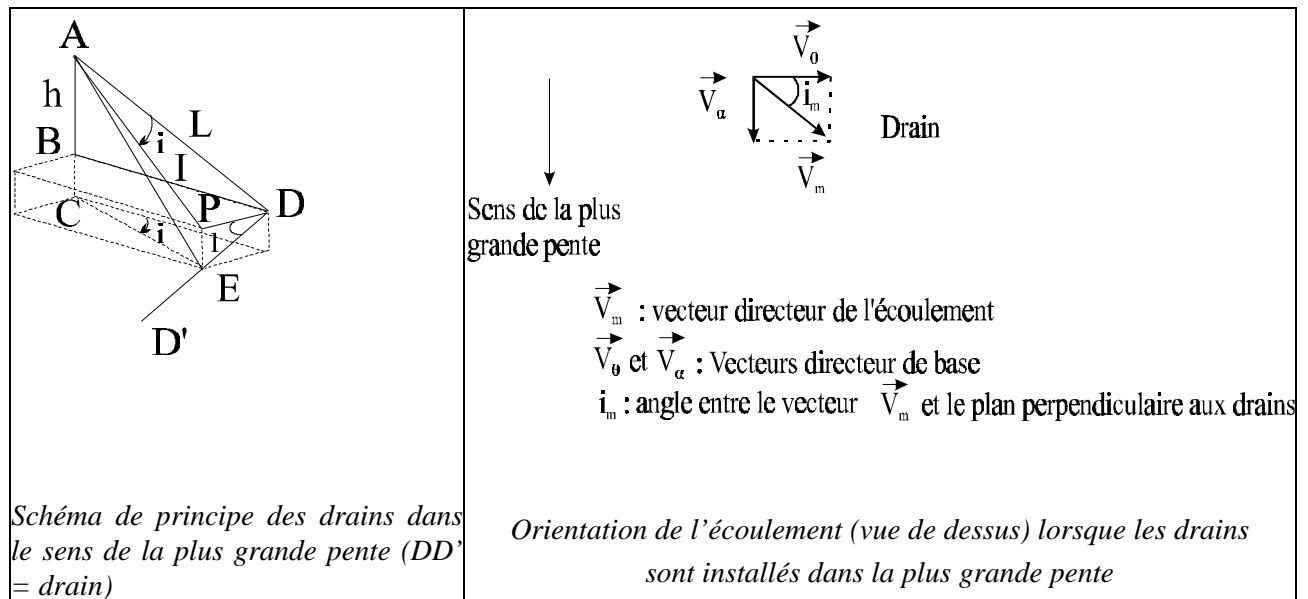


Figure 7 : Fossé parallèle à la pente (d'après Lesaffre, 1988)

Après quelques développements mathématiques, on trouve que :

$$\tan i = \frac{\cos^2 \mathbf{q}}{\sin \mathbf{q}} \tan \mathbf{a} \quad \text{et} \quad p = \sqrt{\frac{\tan^2 \mathbf{q} + \tan^2 \mathbf{a}}{1 + \tan^2 \mathbf{q} + \tan^2 \mathbf{a}}}$$

Si $\alpha = 0$ (drain horizontal), $p = \sin \theta$ et $i = 0$

Si $\alpha \rightarrow \pi/2$, $p \approx \tan \alpha$ et $i \rightarrow \pi/2$

Si θ faible ($< 10-15^\circ$), $\tan i \approx (\tan \alpha / \tan \theta)$

Si α est également faible, $p^2 \approx \tan^2 \mathbf{a} + \tan^2 \mathbf{q}$

Pour une pente de 2 %, un écartement des drains de 20 mètres et une profondeur des drains de 1 m, on trouve un angle i de 11° , ce qui reste négligeable et permet de ne pas tenir compte de la pente pour l'influence d'un fossé en travers de la pente.

Notons que pour les systèmes que l'on étudie, les fossés sont moins profonds (disons 50 cm) et plus écartés (par exemple 100 m), ce qui conduit à des angles θ moins élevés et accroît l'influence de la pente : pour une même pente du terrain de 2%, on obtient cette fois un angle de i de 63° , qui n'est donc plus négligeable.

Nous ne présentons pas ici les équations formalisant le fonctionnement du drainage agricole, qui s'appuient sur des hypothèses spécifiques à ces systèmes artificiels (Lesaffre, 1988), et qui nous semblent exclure toute application raisonnable aux systèmes ici étudiés.

Effet de rabattement d'un fossé

Soutter et Musy (1993) donnent une formulation de la longueur d'influence d'un fossé, en régime de tarissement, dans un terrain plat :

$$L = \frac{2.2\sqrt{KHt}}{\sqrt{\mu}}$$

H est la hauteur de fossé, K la conductivité hydraulique du milieu traversé par le fossé, t le temps et μ la porosité de drainage. Si l'on applique cette relation en supposant le rabattement nul au début d'une période sans précipitation, en supposant une hauteur de fossé de 50 cm et une conductivité à saturation de 10^{-6} m/s, le résultat dépend éminemment de la valeur que l'on considère pour la porosité de drainage, dans la première ligne du tableau suivant, on prend $\mu = 2\%$, valeur communément utilisée dans les ouvrages relatifs au drainage, dans la deuxième ligne, on considère comme porosité la différence entre la teneur en eau à saturation et la teneur en eau résiduelle pour l'horizon labouré du bassin de Naizin, sur lequel on travaille :

μ	K (m/s)	K (m/j)	$L = \gamma \sqrt{t}$ (t en j)
0.02	10^{-6}	0.086	$3.2 \sqrt{t}$
0.5	10^{-6}	0.086	$0.64 \sqrt{t}$

⇒ Quelle que soit la porosité considérée, la longueur d'influence d'un tel fossé paraît négligeable.

Du point de vue de l'influence d'un réseau de fossés à l'échelle du bassin versant, on peut citer les travaux de Iritz et al. (1994), sur l'impact du drainage de forêts par fossés ouverts sur les crues. Les forêts qu'on s'attache à drainer dans cet article sont essentiellement implantées sur des tourbières, caractérisées par une faible conductivité et des teneurs en eau très élevées.

⇒ Dans ces conditions, la plus grande part de l'eau sortant du système le fait par évaporation, conduisant à des rendements très élevés pour les crues. Les réseaux de drainage créent alors des surface de déversement vers la nappe plus importantes, des voies de passage vers la nappe plus courtes, et un écoulement superficiel vers le réseau de canaux, qui modifie en retour les processus fondamentaux du ruissellement sur le bassin versant. L'article cité combine la méthode du bassin de contrôle, et l'application de modèles conceptuels distribués afin de juger de l'influence de ce drainage. Le calage des modèles est effectué sur des petits bassins, et les résultats alors extrapolés à des bassins nettement plus étendus (calage sur des bassins de 1 à 5 km², et extrapolation à un bassin de 970 km²), méthode qui nous semble sujette à caution.

⇒ L'article conclut que l'effet du drainage dépend des petits bassins étudiés, suivant leur géologie, leur topographie et l'intensité du drainage. Quelques tendances communes se dégagent néanmoins : en moyenne, l'effet de rabattement de la nappe l'emporte sur la capacité de transport accrue des fossés ; mais si le niveau de la nappe est haut au moment d'un événement pluvieux, le pic de crue sera plus important pour un bassin drainé que pour un bassin « naturel », l'effet de stockage étant gommé.

Ces résultats intéressants sont encore une fois acquis sur des systèmes différents de ceux qui nous occupent : il s'agit de bassins forestiers, sur tourbe, drainés par une densité de canaux très élevée (200 à 400 m/ha contre environ 20 m/ha pour le bassin de Naizin, par exemple). Nous ne pouvons donc considérer les conclusions qu'à titre indicatif.

Pour ce qui concerne le transfert jusqu'au réseau hydrographique principal, nous n'avons pas trouvé d'ordre de grandeur des temps de transfert et vitesses d'écoulement dans les fossés. La thèse effectuée aux Pays Bas déjà citée (Querner, 1993) insiste sur le fait que le coefficient de rugosité apparaissant dans l'équation de Saint Venant utilisée pour formaliser les écoulements dans le réseau de drainage varie fortement avec la hauteur normale de l'écoulement et la végétation. Pour l'auteur, il faut passer par des expériences de terrain pour inférer les relations reliant ces différents éléments, les relations obtenues n'étant pas transposables.

Les écoulements étudiés dans ces canaux très plats sont essentiellement fluviaux ; quand on passe à des fossés plus pentus, où la végétation a une hauteur comparable au tirant d'eau au plus, les

écoulements sont sans doute le plus souvent torrentiels. Les faibles tirants d'eau et les pentes élevées ne justifient de surcroît sans doute plus l'application de l'équation de Saint Venant, et il faudrait pour être rigoureux adopter une autre approche.

Nous n'avons pas étendu cette revue bibliographique aux routes et chemins, souvent bordés de fossés, qui participent également au réseau anthropique couvrant un bassin. Nous n'avons en effet pas trouvé de référence les concernant. L'influence qu'ils ont sur les écoulements se rapproche sans doute de celle des fossés, à ceci près que la description de leur comportement individuel passerait par la prise en compte de la surface imperméable que constitue leur revêtement, des échanges éventuels entre les fossés qui les bordent de part et d'autre par l'intermédiaire de buse ou de la couche perméable que représente le ballast

II.6. Influence du bocage sur la géochimie et la qualité de l'eau

Les premières études sur le bocage dans les années 70-80 étaient orientées vers les aspects écologiques, agronomiques ou bioclimatologiques. Les modifications de la circulation de l'eau liées à la présence du bocage étaient étudiées pour leurs conséquences sur la recharge des nappes, les risques d'inondation ou d'érosion, l'influence sur la qualité de l'eau étant alors peu étudiée. Le regain d'intérêt pour les structures linéaires d'aménagement (fossés, talus, dispositifs enherbés) est au contraire essentiellement dû à des interrogations quant à leur influence sur la qualité de l'eau, et notamment leur éventuel potentiel épurateur vis à vis des nitrates ou/et des produits phytosanitaires. D'où l'étude de la géochimie aux alentours de ces structures, qui peut de surcroît nous renseigner utilement sur les circulations d'eau à leur niveau.

Selon les éléments polluants considérés et leurs caractéristiques, le bocage peut intervenir par son rôle de barrière (ou au contraire d'accélération dans le cas de fossés) au ruissellement ou à l'érosion, ou par la modification qu'il induit des conditions biogéochimiques associées aux vitesses et chemins des transferts, susceptibles de modifier le devenir des polluants.

Comme pour les écoulements, nous distinguerons talus et fossés, même si les deux structures vont souvent de pair dans les bassins bocagers.

II.6.a. Influence des talus sur la qualité de l'eau

Comme pour son influence sur les écoulements, le rôle de la haie sur la qualité des eaux peut être envisagé à trois échelles :

- à l'échelle du bassin versant,
- à l'échelle du versant, où la haie introduit une discontinuité dans les écoulement amont-aval et limite le ruissellement. C'est le cas notamment de la haie de ceinture de bas fond,
- au niveau de la haie, et de son fonctionnement biogéochimique propre.

Cette dernière approche exige de prendre en compte la variabilité des haies, de la pédologie, de la topographie, de l'histoire culturelle des parcelles avoisinantes... C'est la démarche suivie par l'ITCF et l'IDF (1997) pour juger du rôle épurateur d'une haie quant aux flux d'azote.

L'objectif du travail était d'observer une gamme variée de situations pour dégager des hypothèses sur l'impact « épurateur » ou « filtre » d'une haie. Cet effet peut être décomposé en trois grandes familles de phénomènes qu'il est difficile de démêler les uns des autres :

- l'absorption de nutriments par les racines, qui commence quelques semaines avant le débourrage des bourgeons et dont une part importante est restituée au sol à l'automne lors de la chute des feuilles. Ce cycle tend à concentrer des nutriments dans la zone de chute des feuilles autour de la haie, dont la disposition varie selon le type de feuilles et l'exposition du site au vent,
- le stockage direct, dans les tissus, et indirect par adsorption dans le sol au pied de la haie,
- les modifications biogéochimiques à proximité de la haie, dont le pas de temps est très variable.

L'étude par transect visait surtout la troisième famille de phénomènes, pour déceler des phénomènes biogéochimiques. La méthode vise à décrire quelques contrastes amont-aval et nord-sud d'une haie, et s'est appuyée sur le suivi, pendant deux campagnes hivernales, de deux haies en courbe de niveau, et

d'une haie à plat avec exposition nord-sud, sur le bassin de Naizin. Les structures bocagères étudiées, situées en interparcelle, ont une largeur de 5 à 7 m lorsqu'il s'agit d'une structure simple, et environ 12 m pour une structure multiple associant un chemin ou un second talus

L'interprétation des observations est quelque peu compliquée par la grande gamme d'échelles temporelles en jeu : les gradients de profondeur de terre et de texture, comme l'enrichissement en humus nécessitent sans doute quelques décennies et peuvent d'ailleurs perdurer longtemps après l'arasement d'une haie. A l'inverse, les contrastes d'humidité apparaissent dans les semaines de ressuyage, tandis que les gradients de température au printemps, souvent marqués, se mettent en place en quelques heures d'ensoleillement. De surcroît, il semble quasi nécessaire, pour interpréter correctement les mesures, de connaître l'historique de l'élément de linéaire étudié (chemin creux comblé, profondeur des fossés avant comblement, tous changements qui ont pu influencer sur la pédologie et ne sont plus visibles...).

Les observations ont eu lieu au cours d'un hiver très pluvieux (1994-95), puis d'un hiver moins pluvieux (1995-96) pour lequel les phénomènes de début d'hiver ont été mieux observés. L'interprétation consiste à dégager des hypothèses d'explications reposant sur des comparaisons multiples :

- la répartition de l'azote entre les 3 couches du sol 0-30, 30-60 et 60-90 cm,
- l'évolution des gradients à l'approche de la haie, et leur évolution dans la saison. Une zone ressuyée en décembre par exemple présume d'un effet de drainage, et une zone humide en hiver mais s'asséchant particulièrement vite au printemps présume d'une reprise de l'activité racinaire,
- la comparaison des gradients en eau, en NH_4^+ et en NO_3^- . Une zone de réduction (au sens chimique du terme), en particulier, est probable lorsqu'on constate simultanément hydromorphie, baisse de teneur en NO_3^- et hausse en NH_4^+ ,
- la situation de la zone par rapport à la haie et par rapport à un rideau (talus en travers de pente).

⇒ L'étude confirme que les structures suivies créent une forte rupture dans les régimes d'humidité du sol et de concentration en azote, significative dans la zone des 7 à 20 m du centre de la haie et pouvant être très marquée dans des bandes de 2 à 4 m de large situées dans les premiers mètres cultivés du champ contigu. Cette bande réagit souvent en « pics » d'humidité, formant tour à tour une mouillère ou une bande bien ressuyée, et en « pics » de concentration en azote pouvant atteindre +200 unités/ha de concentration, ou au contraire correspondre à une disparition quasi-totale des nitrates.

Sur les trois sites étudiés, contrairement à ce qu'on aurait pu attendre, le taux de matière organique et le rapport C/N ne sont pas beaucoup plus élevés au pied de la haie que dans les parcelles attenantes. Le déficit de rendement dans les premiers mètres cultivés de la parcelle laissait attendre un reliquat très excédentaire en début d'hiver sur les tous premiers mètres contigus à la haie, faute d'avoir été consommés. Ce surcroît d'azote ne se retrouve pas au niveau des nitrates mais il est plausible pour expliquer, au moins en partie, le pic d'azote ammoniacal systématique au pied des haies. Contrairement aux attentes, ce pic n'est pas significativement plus marqué du côté est ou nord, où le déficit de consommation est nettement plus marqué.

Enfin, notons la présence assez fréquente de mouillères à proximité des haies, soit par accumulation à l'amont, par résurgence à l'aval, soit encore par non ressuyage du côté à l'ombre.

Quant au but initial de l'étude, qui était de permettre la préconisation de l'emplacement de talus, haies et fossés pour réduire les flux de nitrates à l'échelle du bassin, les conclusions sont prudentes : les auteurs en effet notent que l'étude portait sur les concentrations, non sur les flux, et qu'une zone pauvre en nitrates peut être traversée par un flux continu d'eau chargée en nitrates. Ils concluent donc à la nécessité, pour aller plus loin, de passer par la mesure de flux de nitrates aux environs de structures bocagères.

Un effet épurateur vis-à-vis des produits phytosanitaires est d'autre part évoqué par Davis et Al (1994) qui suivent la dispersion d'un herbicide et d'un insecticide appliqués en aérosol, en fonction

de la distance à une haie et en évaluent les différences d'impact au niveau biologique : ils relient le rôle de la haie (limitation du transfert de phytosanitaires) à sa hauteur et à sa densité.

II.6.b. Influence des fossés sur la qualité de l'eau

Nous n'avons en fait pas approfondi cette question, compte tenu du peu de succès rencontré dans la littérature qui ne traite que du seul aspect quantitatif de l'influence des fossés.

Notons toutefois que la recherche sur l'influence des fossés sur la rétention, la dégradation et le transfert des produits phytosanitaires jusqu'au réseau hydrographique s'amorce. Elle a essentiellement porté pour l'instant sur la rétention des produits phytosanitaires par les végétaux et sédiments dans les cours d'eau (Garon-Boucher, 1998, Charnay, 1998), avant de s'orienter maintenant sur le devenir des produits phytosanitaires dans les fossés de façon plus générale. Cette approche pour l'instant essentiellement analytique sera à coupler avec une approche plus hydrologique pour avoir une vision globale de l'influence des fossés (et petits cours d'eau) sur le transfert des produits phytosanitaires de la parcelle au réseau hydrographique.

La modélisation du rôle des végétaux sur l'écoulement dans les fossés et la rétention des produits phytosanitaires a par ailleurs été abordée dans une thèse effectuée aux Pays Bas : l'approche est toutefois très empirique, passant par le calage d'un grand nombre de paramètres, et le système étudié très particulier, puisqu'il s'agit de terrains très plats, drainés par un système de fossés de différentes profondeurs, peu pentus, et très larges (Querner, 1993). La méthodologie employée n'a donc pas semblé transposable, tout comme l'étude de Giraud (1992) sur l'impact du réseau de drainage sur la qualité physico-chimique de l'eau dans le Marais Poitevin, qui est à notre connaissance une des seules études traitant de l'influence des fossés sur les nitrates et phosphates. Il s'agit ici de fossés profonds, sur un terrain très plat, qui fonctionnent essentiellement par rabattement de nappe et collecte du réseau de drains enterrés : il s'agit donc de systèmes très différents de ceux qui nous occupent.

L'intérêt nouvellement porté au rôle des fossés et petits cours d'eau sur la rétention, la dégradation et le transfert des produits phytosanitaires s'explique par le fait, sur lequel nous avons déjà insisté, que les produits détectés dans le réseau hydrographique ne représentent qu'une infime part des quantités épandues, apportées au cours d'eau par des courts-circuits, qui peuvent être des écoulements diffus ou concentrés de surface (c'est habituellement ce qui est pris en compte dans la détermination des parcelles à risque), mais aussi des écoulements dans des fossés, dérayures, fossés de route... Les modèles d'estimation de risque à la parcelle ne suffisent donc pas à rendre compte du risque de contamination d'une rivière par les produits phytosanitaires, il faut également prendre en compte le trajet de la parcelle au réseau hydrographique.

II.7. Conclusion

Cette étude bibliographique sur l'influence du bocage sur le comportement hydrologique d'un bassin versant, si elle est riche en descriptions qualitatives des processus intervenants, l'est beaucoup moins en ordres de grandeur quant à l'importance de ces processus à l'échelle du versant ou du bassin versant.

Cette lacune en connaissances quantitatives ne nous semble toutefois pas remettre en question l'intérêt qu'on peut porter aux structures constituant le bocage pour le rôle qu'elles ont sur le ruissellement et l'écoulement de proche subsurface, et donc sur le devenir des produits présents dans ces zones. On a en effet vu qu'un talus ou un fossé peut avoir un rôle majeur sur la circulation de l'eau localement.

⇒ Quand bien même le bocage n'a qu'une influence au « second ordre », en termes de débit, sur la réponse d'un bassin versant à un événement pluvieux, il provoque certainement des redirections d'écoulement, et des modifications majeures des différentes composantes de l'écoulement.

Il est difficile d'énoncer des résultats systématiques quant aux structures constituant le bocage : la diversité des situations est importante, et rend difficile une typologie des éléments, d'autant qu'il est apparu impossible, dans l'état actuel de nos connaissances, d'attribuer un rôle hydraulique intentionnel aux fossés et talus, au seul vu de leur situation sur un bassin versant.

Cette diversité des situations, et la variabilité à laquelle on est confronté, est accrue par le relatif abandon des structures bocagères dans de nombreuses régions : il est difficile de juger du rôle que garde un bocage « dégradé », dont les fossés sont en partie comblés et les talus en partie arasés.

Des études restent donc nécessaires, pour compléter le vaste travail de description effectué dans les années 1970, et améliorer les connaissances quantitatives quant au rôle du bocage, et plus généralement du réseau anthropique, sur les écoulements et le devenir des éléments polluants.

Conclusion : choix effectués

Le chapitre précédent avait conclu à la nécessité de construire un modèle hydrologique permettant de représenter les composantes rapides de l'écoulement, afin de permettre une évaluation pertinente des situations à risque sur un bassin versant agricole en termes de contamination des eaux de surface par les produits phytosanitaires. Nous avons donc dans ce chapitre exposé les principaux phénomènes incriminés dans la genèse d'écoulements rapides sur un versant : intumescence de la nappe, effet piston, écoulement par macropores, ruissellement, propagation d'ondes, ... Nous avons également insisté sur l'influence du bocage sur les écoulements de surface et de proche subsurface, susceptibles de perturber significativement la réponse d'un bassin versant anthropisé par rapport à celle qu'aurait son homologue « naturel ».

Globalement, les phénomènes évoqués sont bien compris et décrits de façon qualitative : ils répondent aux lois de la mécanique des fluides, appliquées à un milieu poreux. Toutefois, il reste difficile de prévoir leur manifestation, et encore plus de quantifier leur importance à une échelle plus grande que celle à laquelle on sait les décrire, en général très locale. Cette incapacité découle en grande partie de la variabilité spatio-temporelle des paramètres qui les gouvernent, qu'on ne sait pas décrire de façon satisfaisante par les méthodes traditionnelles de la météorologie. Cette variabilité compromet la validité d'une démarche agrégative de modélisation, qui prétendrait décrire le fonctionnement d'un système à partir de la description de ses composantes. Une démarche purement désagrégative, qui à l'inverse décrirait le fonctionnement des entités qui constituent un système à partir de l'observation de sa réponse globale paraît également vaine, compte tenu de la complexité des phénomènes en jeu, de leur haute non linéarité, et des interactions entre les entités constituant le système d'intérêt.

Une démarche basée sur la complémentarité des deux approches, alternant expériences ou suivis de terrain, formalisation et conceptualisation des observations au sein d'un modèle, puis confrontation des résultats de simulation à de nouvelles observations (soit de nature différente, soit de nature similaire mais relatives à un autre système, ou au même système mais à un autre moment) paraît la plus prometteuse. Les techniques d'observation qui intègrent les variables observées (télétection, géochimie, traçage isotopique ...) représentent une voie privilégiée pour sortir des impasses auxquelles conduisent les mesures ponctuelles sur lesquelles est pour l'instant le plus souvent basée l'interprétation de la réponse hydrologique de versants ou de bassins versants. L'interprétation des données produites par ces techniques est certes difficile, compte tenu de la complexité des systèmes conduisant aux variables observées ; elle progresse toutefois, car représente un champ de recherche actif.

La recherche bibliographique menée sur le bocage et son influence sur les écoulements illustre les mêmes limites : les processus en jeu sont relativement bien compris à l'échelle des éléments du bocage, mais leur quantification est difficile, même à cette échelle très locale. Cette difficulté est là

encore en partie due à l'extrême variabilité des éléments qui constituent le bocage, et n'a pas permis d'établir une typologie de ces éléments. Celle-ci aurait pourtant autorisé la prévision de leur influence, au moins qualitative, sur les écoulements au seul vu de leurs caractéristiques topographiques et/ou morphologiques.

Les structures constituant le bocage, ainsi que les autres éléments du réseau anthropique (routes et chemins, et fossés qui les bordent notamment) présentent toutefois l'immense avantage d'être aisément observables, par rapport à la subsurface, où se déroulent l'essentiel des autres phénomènes décrits dans ce chapitre.

⇒ C'est donc sur ces structures que nous avons décidé d'insister dans la suite du travail, d'autant qu'elles concernent principalement les écoulements de surface ou de la proche subsurface, notamment de la couche labourée, et sont donc susceptibles d'avoir une influence majeure sur le transfert ou le stockage et la dégradation des produits phytosanitaires

Nous tenterons également dans la démarche de modélisation qui suivra de permettre la prise en compte spécifique de l'écoulement dans la couche labourée. Ce chapitre a en effet montré que l'écoulement dans cette tranche de sol pouvait être significatif, ce que confirmera la présentation des sols du bassin versant sur lequel sera appliqué le travail de modélisation, dans la partie suivante.

CONCLUSION

Le constat que les concentrations en produits phytosanitaires dans les eaux de surface dépassent souvent les normes autorisées incite à chercher des solutions dans ce domaine, préventives ou palliatives. Nous avons vu que, pour ce qui concerne les eaux de surface et les pollutions diffuses d'origine agricole, ces solutions sont de trois ordres :

- la formulation des produits, avant leur homologation et leur mise sur le marché,
- le respect de pratiques agricoles respectueuses de l'environnement,
- un aménagement adapté. Ce dernier passe entre autres par une répartition raisonnée des cultures sur le bassin, et par la mise en place de structures permettant la rétention et la dégradation des produits phytosanitaires, entre leur zone d'application et le réseau hydrographique.

Un tel aménagement suppose l'identification des zones à risque sur un bassin versant, en termes de production et de potentialité de transfert des produits polluants. Malheureusement, l'étude bibliographique effectuée sur les processus gouvernant le devenir des produits phytosanitaires dans l'environnement et sur la modélisation qui en est faite nous a convaincus de l'incapacité des modèles actuels à simuler des concentrations en produits phytosanitaires à l'exutoire d'un bassin versant, même restreint. Les phénomènes en jeu sont certes bien compris du point de vue qualitatif, mais on ne sait pas les quantifier à une échelle opérationnelle. En effet, les paramètres qui les gouvernent, qu'ils soient relatifs au produit considéré ou au système dans lequel il évolue, manifestent une grande variabilité spatio-temporelle. Or les phénomènes en jeu sont souvent hautement non linéaires par rapport à ces paramètres, ce qui peut donner, à l'échelle à laquelle on les observe, l'impression de phénomènes à seuil, voire chaotiques.

Puisqu'on ne peut décrire le système [produit phytosanitaire - bassin versant] dans son ensemble, peut-être peut-on le scinder, afin de simplifier la démarche.

★ Ainsi, il existe des modèles capables de représenter convenablement les flux de produits émis par une parcelle, ou au moins d'identifier les parcelles à risque du point de vue des potentialités de fuite de produits. La parcelle représente en effet une entité relativement homogène du point de vue de ses caractéristiques, et permet en première approche une démarche de modélisation qui, à cette échelle, néglige légitimement la variabilité spatiale des paramètres intervenant, ainsi que l'intégration des processus sur le morceau de versant qu'elle occupe.

★ Par ailleurs, nous avons relevé que les concentrations les plus fortes observées dans les eaux de surface correspondaient à des événements pluvieux suivant de près l'application de produits phytosanitaires. La dégradation ou la sorption de ceux-ci sur les particules de matière organique ou de sol limite en effet rapidement leur disponibilité pour le transfert.

⇒ Nous formulons donc l'hypothèse que la connaissance des voies d'écoulements rapides sur un bassin versant, en parallèle à la connaissance des parcelles à risque en termes d'émission

de produits, permettrait un premier diagnostic du risque de contamination des eaux de surface par les produits phytosanitaires à l'exutoire du bassin versant d'intérêt.

⇒ Cette hypothèse a motivé la suite du travail, qui consistera en la mise au point d'un modèle hydrologique adapté à la représentation des cheminements de l'eau sur un bassin versant, et plus particulièrement des écoulements rapides.

Compte tenu des objectifs qu'on lui assigne, le modèle devra représenter de façon aussi réaliste que possible les différentes composantes de l'écoulement, afin d'être à même de permettre l'estimation des stocks de produits phytosanitaires dans les différentes tranches de sol. Il s'agira donc d'un modèle distribué, à base mécaniste, au sein duquel nous nous attacherons à représenter les phénomènes dominants à l'échelle d'intérêt. En effet, autant il nous semble qu'un modèle hydrologique conceptuel global est à même de représenter correctement la réponse hydrologique d'un bassin versant, comme on le verra dans la partie suivante, autant il nous semble nécessaire d'utiliser un modèle distribué à base mécaniste pour représenter les différentes composantes de l'écoulement, même si au vu des seuls débits la simulation s'avère moins satisfaisante.

Le dernier chapitre de cette partie présente les phénomènes susceptibles de générer des écoulements rapides sur un bassin versant, en accordant une attention particulière aux spécificités des bassins versants cultivés. Là encore, la variabilité spatio-temporelle rend difficile la quantification, et même la prévision de l'occurrence, de phénomènes par ailleurs bien analysés du point de vue de leur déroulement. Ce point compromet la validité d'une démarche de modélisation purement agrégative, qui construirait la représentation du bassin versant à partir de sous systèmes analysés à une échelle très locale : les processus émergents quand on change d'échelle ne sont en effet pas toujours ceux qui l'emportent à une échelle moindre. Il semble donc préférable de suivre une démarche plus conceptuelle, qui s'appuiera toutefois sur la connaissance que l'on peut avoir des processus à faible échelle, afin de faciliter la compréhension et la formalisation des observations que l'on peut faire à une échelle plus vaste.

Mis à part le ruissellement, les phénomènes qui génèrent des écoulements rapides se déroulent en subsurface, et sont donc difficilement observables. De surcroît, exception faite du drainage agricole, que nous n'avons qu'évoqué ici, ces phénomènes mobilisent pour beaucoup de l'eau préexistante à l'événement pluvieux générateur des écoulements, du moins si on les considère à l'échelle du versant. Par contre, les structures bocagères, et plus globalement les éléments du réseau anthropique présent sur les bassins cultivés, sont susceptibles d'influencer significativement le ruissellement et les écoulements dans la proche subsurface, au sein d'un versant, et de mobiliser des produits phytosanitaires, en ce qu'elles concernent une zone de sol potentiellement contaminée. L'influence de ces structures est certainement du « deuxième ordre » dans la réponse hydrologique d'un bassin versant, dominée par la topographie et les caractéristiques hydrodynamiques des sols ; elle peut par contre être déterminante pour la qualité des eaux à son exutoire.

⇒ Dans la suite de ce travail, nous nous attacherons donc plus particulièrement à la représentation de l'influence du réseau anthropique sur les écoulements. La modélisation adoptée permettra par ailleurs de représenter de façon spécifique les écoulements dans la couche labourée, qui peuvent être rapides et significatifs, et sont susceptibles de concerner des eaux chargées en produits phytosanitaires.

La suite du mémoire présente la mise en œuvre de ces orientations. La partie suivante présente d'abord le bassin versant de recherche expérimental du Coët-Dan, à Naizin, qui a servi de base concrète au travail effectué. Nous présentons ensuite le modèle hydrologique Topog, et l'adaptation qui en a été faite afin de permettre la représentation de l'influence du réseau anthropique. Enfin viennent l'application du modèle ainsi modifié, et les réflexions qu'elle entraîne.

**Partie II : PRESENTATION DU BASSIN VERSANT
DU COËT-DAN ET DONNEES DISPONIBLES**

Table des matières de la Partie II

INTRODUCTION	5
Chapitre 1 : PRESENTATION GENERALE DU BASSIN VERSANT	7
Contexte	7
Morphologie	7
Caractéristiques géologiques	8
Caractéristiques pédologiques	8
Caractéristiques climatiques et hydrologiques	8
Caractéristiques agronomiques	9
I. Drainage agricole	10
II. Réseau anthropique	10
Equipement, chroniques et données disponibles	12
Chapitre 2 : ANALYSE DES CHRONIQUES PLUIE-DEBIT	13
Introduction	13
Démarche suivie	13
Analyse des chroniques de pluies journalières	14
Cumuls mensuels	15
Analyse des pluies journalières	16
Analyse des chroniques de pluies horaires	18
Stations limnimétriques de Kervidy et Stimoës	21
Station de Kervidy (5 km ²)	21
Station de Stimoës (12 km ²)	25
Mise en oeuvre de la méthode QdF	25
Démarche adoptée	26
Application aux données du Naizin	26
Utilisation de GR4h	27
Présentation de GR4, version horaire	27
Application au sous-bassin de Kervidy	29
Modification de la chronique des pluies en 1993	30
Station de Stimoës	32
Conclusion	33
Chapitre 3 : DONNEES COMPLEMENTAIRES	35
Introduction	35
Données hydrogéologiques	35
I. Données hydrogéologiques disponibles	36
I.1. Chroniques existantes	36
I.2. Caractérisation du type de perméabilité	37
II. Présentation et interprétation des résultats	37
II.1. Période de hautes eaux	37
II.2. Période de basses eaux	38
II.3. Interprétation des mesures de concentrations de nitrates	39

Evapotranspiration potentielle et réelle	39
Etude du ruissellement diffus	40
Géochimie et traçage isotopique	42
Apports de la télédétection	43
Conclusion	43
Chapitre 4 : Pédologie et caractéristiques hydrodynamiques des sols	45
Introduction	45
I. Problématique	45
II. Objectifs	47
III. Données disponibles	47
Carte pédologique	48
I.1. Méthodologie	48
I.2. Unités cartographiques	49
I.3. Horizons pédologiques	50
Fonctionnement hydrique des sols	50
I. Analyse structurale des toposéquences étudiées	51
II. Caractéristiques hydrodynamiques des horizons	53
II.1. Conductivité hydraulique à saturation	53
II.2. Conductivités hydrauliques sous faible succion	56
II.3. Courbes de rétention en eau	58
II.4. Infiltration dans les sols non saturés	60
Chroniques de tensiométrie	61
I.1. Chroniques manuelles de tensiométrie, fréquence hebdomadaire	62
I.2. Chroniques automatiques de tensiométrie, fréquence sub-horaire	64
Traçages au bleu de méthylène et à la Rhodamine BT	66
Conclusions	67
I. Fonctionnement hydrodynamique des sols du sous-bassin de Kervidy	67
I.1. Agencement des horizons pédologiques sur un versant	67
I.2. Caractéristiques hydrodynamiques	68
I.3. Comportement hydrologique d'un versant	69
II. Choix des données utilisées pour la modélisation	69
II.1. Horizons « type »	70
II.2. Types de développements de profil	70
III. Remarques diverses. Conclusion	73
III.1. Conclusion méthodologique	74
CONCLUSION	77
I. Morphologie du bassin	77
II. Composantes de base de l'écoulement	78
III. Composantes rapides	80
IV. Schéma global de fonctionnement du bassin	82
Remarques	83

Table des figures et tableaux de la Partie II

Introduction

<i>Figure 1 : Plan de situation du bassin de Naizin à l'échelle de la Bretagne</i> _____	6
--	---

Chapitre 1

<i>Figure 1 : Pluviométrie et débit interannuels sur le bassin de Stimoës</i> _____	9
<i>Figure 2 : Occupation du sol (d'après Cann et Villebonnet, 1993)</i> _____	10
<i>Figure 3 : Charge en animaux, par ha (d'après Cann et Villebonnet, 1993)</i> _____	10
<i>Figure 4 : Carte du bassin au 25 000ème, et emplacement des pluviomètres.</i> _____	11

Chapitre 2

<i>Figure 1 : Exemples de décalage entre les postes pluviométriques du Cemagref et de la météorologie, en février et septembre 1992</i> _____	15
<i>Figure 2 : Comparaison des cumuls mensuels des différents pluviomètres</i> _____	16
<i>Figure 3 : Décalage entre les pluies horaires Cemagref et Météo</i> _____	19
<i>Figure 4 : Evénements pluvieux où les pluies Cemagref et Météo sont significativement différentes, en volume et/ou en structure</i> _____	20
<i>Figure 5 : Modification des pluies en 1993</i> _____	21
<i>Figure 6 : Schéma de situation</i> _____	22
<i>Figure 7 : Schéma de la station de Kervidy</i> _____	22
<i>Figure 8 : Exemple de chronique en plateau en janvier 1995</i> _____	22
<i>Figure 9 : Hydrogramme simulé</i> _____	23
<i>Figure 10 : Courbes de tarage ancienne et « corrigée »</i> _____	24
<i>Figure 11 : Exemple de février 1995</i> _____	25
<i>Figure 12 : Schéma synoptique de GR4h (d'après Makhoulf et Michel, 1992)</i> _____	27
<i>Figure 13 : Exemple de mai 1994 et février 1995</i> _____	30
<i>Figure 14 : Exemples de simulations avec les 2 pluies</i> _____	31
<i>Figure 15 : Résultats de GR4h sur Stimoës</i> _____	33

Chapitre 3

<i>Figure 1 : Chroniques piézométriques du Cemagref</i> _____	36
<i>Figure 2 : Schéma de circulation d'eau proposé (Martelat et Lachassagne, 1995a).</i> _____	38

Chapitre 4

<i>Figure 1 : Toposéquence étudiée (d'après Widiatmaka, 1994)</i> _____	51
<i>Figure 2 : Deux types de transition entre les domaines bien drainé, et hydromorphe dégradé (d'après Widiatmaka, 1994).</i> _____	52
<i>Figure 3 : Comparaison des conductivités à saturation verticale et horizontale (par échantillon)</i> _____	54
<i>Figure 4 : Flux infiltrés sous faible succion et écart type (par échantillon)</i> _____	57
<i>Figure 5 : Conductivité hydraulique sous faible succion (par horizon)</i> _____	59
<i>Figure 6 : Situation des tensiomètres</i> _____	61
<i>Figure 7 : Transect supportant les tensiomètres.</i> _____	62
<i>Figure 8 : Profils de charge hydraulique sur les trois sites I, II et III, et pluviométrie par quinzaine</i> _____	63
<i>Figure 9 : Evolution de la nappe des altérites de schistes en hiver/printemps 1995.</i> _____	64
<i>Figure 10 : Evolution de la charge hydraulique en fonction du temps. Site 2. Evénement du 10 au 12 novembre 1995.</i> _____	65
<i>Figure 11 : Profils d'humidité type dans une toposéquence</i> _____	69

<i>Figure 12 : Schéma de circulation d'eau dans le domaine hydromorphe</i>	69
<i>Figure 13 : Carte pédologique simplifiée utilisée pour la modélisation hydrologique</i>	72
<i>Figure 14 : Caractéristiques hydrodynamiques "intégrant" l'effet des macropores</i>	73
<i>Tableau 1 : Nomenclature "4 critères"</i>	49
<i>Tableau 2 : Unités cartographiques</i>	49
<i>Tableau 3 : Récapitulatif des conductivités hydrauliques mesurées par horizon pédologique.</i>	55
<i>Tableau 4 : Teneur en eau pour différentes pressions capillaires, en % (d'après Widiatmaka, 1994)</i>	60
<i>Tableau 5 : Evolution du gradient hydraulique.</i>	64
<i>Tableau 6 : Récapitulatif des horizons pédologiques utilisés</i>	70
<i>Tableau 7 : Développements de profil utilisés</i>	71
Conclusion	
<i>Figure 1 : Complémentaire d'un sous bassin dans un bassin.</i>	78
<i>Figure 2 : Alimentation du ruisseau par une nappe profonde.</i>	79
<i>Figure 3 : Alimentation de la nappe profonde par les versants.</i>	79

INTRODUCTION

Le Bassin Versant de Recherche Expérimental (BVRE) du Coët-Dan, à Naizin (Morbihan, Cf. figure 1) a été choisi comme bassin d'application de notre travail pour la diversité des données qui y sont disponibles, et le nombre d'études qui y ont été menées. C'est un bassin versant de 12 km², sur lequel travaille la Division « Gestion des effluents d'élevage et des déchets municipaux » du Cemagref de Rennes depuis 1971, à l'origine pour y suivre l'impact du remembrement ; il comporte un sous-bassin versant de 5 km² (sous-bassin de Kervidy), plus spécifiquement instrumenté et suivi par l'équipe Science du Sol de l'INRA de Rennes. De tels bassins emboîtés nous semblaient pouvoir permettre un travail sur le changement d'échelle et sur la transposition de notre modèle (ce dernier point dans la mesure où les moitiés amont et aval du bassin sont assez contrastées, tant au niveau de l'occupation du sol que de la morphologie du bassin).

L'abondance des données et des interprétations qui en ont été faites semblait induire une vision globale satisfaisante du bassin versant. Les processus principaux sur le bassin étant connus et quantifiés, l'approche des processus agissant « au second ordre », en particulier l'identification et l'évaluation quantitative des différentes composantes des écoulements rapides sur le bassin en auraient été simplifiées. De surcroît, à l'époque du choix du bassin d'application pour notre travail, le bassin du Coët-Dan était un des seuls BVRE à être dotés de mesures de concentrations de produits phytosanitaires asservies au débit, les montées de crue étant de plus particulièrement bien suivies (jusqu'à un prélèvement toutes les dix minutes), permettant une compréhension de la dynamique du transport des polluants à l'échelle du bassin. Ceci paraissait un atout précieux au moment où l'on s'est engagé dans ce travail, et où la modélisation des concentrations des produits phytosanitaires à l'échelle du bassin versant paraissait encore un objectif raisonnable (Cf. Partie I).

En fait, les choses ne sont pas si simples et on verra que l'abondance des données est quelquefois un luxe dont on voudrait pouvoir s'abstraire, dans la mesure où les mesures dont on dispose, ainsi que les interprétations de fonctionnement du bassin auxquelles elles donnent naissance, sont parfois contradictoires.

Nous présenterons dans cette partie les principales caractéristiques du bassin, les données dont nous disposons, et l'interprétation que nous pouvons en faire quant au fonctionnement hydrologique de notre site d'étude. Le premier chapitre donne un premier aperçu général du bassin versant et de ses équipements, les différents champs de données étant ensuite plus amplement détaillés au fil des chapitres, pour aboutir à une première vision de son fonctionnement hydrologique.

Il ne s'agit pas de faire une monographie du bassin du Coët-Dan, mais de présenter ses principales caractéristiques, les connaissances acquises, les questions soulevées par les mesures et travaux effectués sur ce bassin, ainsi que les incertitudes qui demeurent.

On insistera plus particulièrement sur le sous-bassin de Kervidy, qui a donné lieu à plus de travaux que le bassin entier, et sur lequel nous avons appliqué le modèle Topog (Cf. Partie III)



Figure 1 : Plan de situation du bassin de Naizin à l'échelle de la Bretagne

Chapitre 1 : PRESENTATION GENERALE DU BASSIN VERSANT

Contexte

De par sa géomorphologie, le bassin versant du Coët-Dan (plus couramment appelé « le Naizin ») semble au premier abord représentatif d'une bonne partie des petits bassins versants du Nord-Ouest de la France. Leur fonctionnement hydrologique est en grande partie dominé par la présence d'un socle peu ou pas perméable (schiste ou granite), conduisant à un écoulement intermittent aux étiages prononcés (surtout pour les bassins sur schiste). La ressource en eau y est essentiellement superficielle, et ne possède de ce fait qu'un faible pouvoir tampon vis-à-vis des pollutions, ce qui exacerbe les effets de l'agriculture. En effet l'occupation des sols est essentiellement dédiée, comme pour une bonne partie de la région, à une activité de polyculture-élevage intensive, conduisant à des concentrations souvent très élevées en nitrates et produits phytosanitaires dans les eaux de surface. Ce point justifie en partie l'intérêt porté par le milieu scientifique et les gestionnaires de l'environnement aux zones dites tampons (Muller, 1995), en se restreignant essentiellement pour l'instant aux zones humides de bas-fond (Mérot et Reynes, 1996), considérées souvent comme seules capables dans ces types de milieu de freiner les écoulements et les transferts de produits polluants vers les eaux de surface, en augmentant de surcroît les chances qu'ils ont d'être dégradés.

L'instrumentation du bassin a été motivée, dans les années 70, par des études sur le remembrement. Ces recherches n'ont guère permis de trancher quant à l'impact du remembrement sur l'environnement, car l'influence des modifications liées au remembrement s'est souvent révélée ambiguë. Le BVRE du Coët-Dan est actuellement le support de recherches actives sur l'influence des zones humides de bas-fond sur la pollution par les nitrates et sur les phénomènes contrôlant les écoulements et le devenir des polluants d'origine agricole, phénomènes dont la compréhension et la quantification sont nécessaires à l'évaluation de l'impact du changement de pratiques culturales.

Morphologie

Le bassin versant du Coët-Dan se situe dans le Nord-Ouest du département du Morbihan (Cann et Villebonnet, 1993). Il s'étend à la station de Stimoës sur 12 km², dont 85% sont localisés sur la commune de Naizin, les 15% restants, sur les communes de Réguiny et de Kerfourn (Morisson, 1994). Le Coët-Dan à Stimoës a une longueur de 7 km et un cours orienté sensiblement du Nord au Sud ; c'est un affluent de l'Evel, lui-même affluent du Blavet. Le bassin versant est de forme allongée dans l'axe du ruisseau principal, et orienté Nord-Nord-Ouest.

La partie amont du bassin versant est un plateau qui culmine à 135 mètres d'altitude, et présente en majorité des champs ouverts. La partie aval montre un relief plus vallonné, avec des pentes souvent supérieures à 5%. Elle est constituée de zones plus bocagères. L'exutoire du bassin versant est à une altitude de 70 mètres. La limite du sous-bassin versant amont de 5 km², située à Kervidy (altitude 93 m), correspond approximativement à la transition entre les zones « intensive » et bocagère.

Un étang d'agrément a été installé depuis quelques années dans la partie aval du bassin, près de l'agglomération de Naizin. Compte tenu de sa faible surface et d'une profondeur modérée, le

gestionnaire du bassin considère l'impact de cette retenue sur les écoulements et la qualité de l'eau du bassin versant comme négligeable. On peut toutefois supposer que cet étang écrête quelque peu les pics de crue, et abat les charges en produits polluants, en jouant un rôle de lagune.

Caractéristiques géologiques

Le substrat rocheux n'est connu que très partiellement (Martelat et Lachassagne, 1995) : la seule carte géologique disponible (celle de Pontivy, au 1/80 000ème) ne fait pas apparaître les différences de faciès mises en évidence par ailleurs à l'échelle du bassin. L'analyse des carottes réalisées au cours de travaux de forage menés par le BRGM a permis de distinguer, de la surface vers la profondeur, quatre grands ensembles dans les profils d'altération :

- sol sur limon (limon alluvial hydromorphe sur galets en fond de vallée, ou limons éoliens sur les versants),
- altérite de roche à structure conservée,
- schistes et grès altérés (matrice jaunâtre inter plaquettes) à peu altérés (dépôt ferrugineux sur les plaquettes),
- roche saine : série grés-silteuse à silteuse ou grès, localement argilite.

Globalement, à l'échelle du bassin, les altérites, épaisses à Kervidy, disparaissent à la Villeneuve et à Stimoës ; d'amont en aval du bassin, les ensembles intermédiaires altérés sont de moins en moins épais jusqu'à Stimoës, où la roche saine apparaît ponctuellement à partir de 4 m de profondeur. L'analyse morphologique du bassin va dans le même sens ; elle permet de distinguer deux zones : la partie haute du bassin, où les surfaces planes dominent et les formations meubles sont plus épaisses, le bassin inférieur, caractérisé par la présence de versants raides et d'alignements rocheux, où le substratum est peu profond.

Caractéristiques pédologiques

Le bassin a été cartographié au 10 000ème (Gourru, 1992) suivant la méthode « 4 critères », qui considère pour décrire un sol :

- le type de développement de profil,
- la profondeur de l'horizon pédologique,
- le degré d'hydromorphie,
- la roche sous-jacente

Cette classification suffit à caractériser les sols habituellement rencontrés en Armorique (Rivière et al., 1989). La carte ainsi établie distingue un domaine s'étendant sur les versants et les plateaux, aux sols bruns ou faiblement lessivés, sains ou peu hydromorphes, et un domaine couvrant les zones de bas-fonds, où l'on trouve en majorité des sols hydromorphes plus ou moins dégradés, développés principalement sur matériaux alluviaux. Localement, sur le secteur même de Stimoës, on rencontre, à faible profondeur (moins de deux mètres), des limons peu perméables reposant directement sur des schistes altérés. Les sols sont acides (pH de 5,5), et leur texture est nettement limoneuse en surface.

Le Naizin a été le site d'étude d'une thèse sur la pédogenèse et les caractéristiques hydrodynamiques des horizons pédologiques (Widiatmaka, 1994), et d'une autre thèse sur l'influence de la structure et la texture des sols sur la dynamique des écoulements (Zida, 1998).

Nous reviendrons plus longuement sur les sols au chapitre 4.

Caractéristiques climatiques et hydrologiques

Le climat est océanique. La température moyenne annuelle est de 11°C. La pluviométrie moyenne interannuelle est de 713,5 mm ($\pm 125,5$) sur 22 ans. La figure 1 présente la pluviométrie mensuelle moyenne, de 1971 à 1987. Les pluies supérieures à 20 mm par jour sont exceptionnelles, les intensités sont inférieures à 4 mm/h pour 80% des épisodes pluvieux.

L'écoulement interannuel sur 22 ans est de 305,2 mm/an (± 168). La phase de recharge du bassin versant de Naizin se déroule entre octobre et février, la phase de vidange s'étendant de mars à août ; l'écoulement maximal se produit en février, quand la nappe est au plus haut. En l'absence de véritable nappe, le volume des eaux circulantes stockées dans le sous-sol schisteux est insuffisant pour assurer le soutien de l'étagé ; le ruisseau tarit donc chaque été.

Au niveau du sous-bassin de Kervidy, le tarissement du ruisseau, assez logiquement, recouvre une plus grande partie de l'année : usuellement de mi-juillet à mi-novembre ; toutefois, ce sous-bassin n'est instrumenté que depuis quelques années, et il est encore trop tôt pour y faire des statistiques pertinentes, d'autant que les dernières années ont vu des étés particulièrement secs.

Sur ce type de bassin, on estime en général que l'évapotranspiration peut représenter jusqu'à 60% du bilan hydrique (Gascuel et al., 1994).

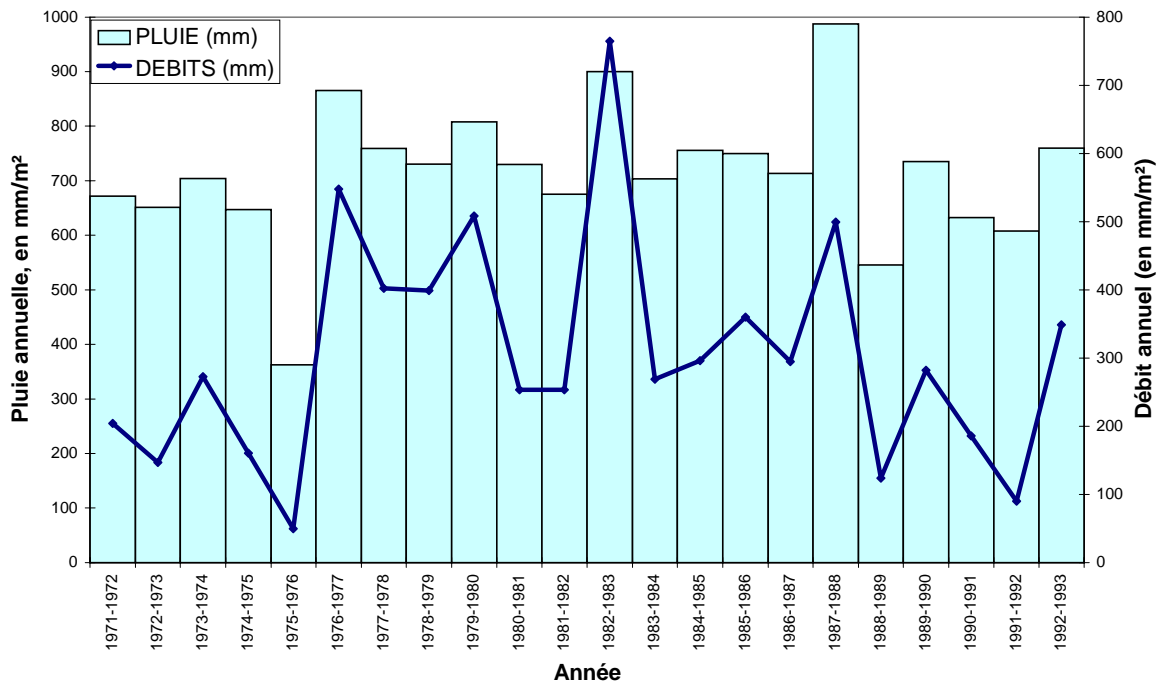


Figure 1 : Pluviométrie et débit interannuels sur le bassin de Stimoës (d'après Cann et Villebonnet, 1993)

Caractéristiques agronomiques

L'agriculture est l'activité économique essentielle sur le bassin, et continue à s'intensifier ; le bassin a d'ailleurs un degré d'intensification plus élevé que la moyenne régionale (charge en porcs cinq fois plus élevée que la moyenne régionale), laissant entrevoir ce que sera la Bretagne dans quelque années si la tendance actuelle se poursuit (Cann et Villebonnet, 1993).

L'occupation des terres se répartit entre céréales, légumes de conserve, maïs, cultures fourragères, prairies temporaires et permanentes. L'élevage hors sol, très développé, comporte des élevages de porcs et volailles, l'élevage bovin étant lui essentiellement consacré à la production laitière.

Le remembrement de 1973 a concerné 73 % de la surface du bassin, dont on a déjà souligné le contraste entre ses parties amont et aval, tant au niveau du parcellaire (taille des parcelles et présence ou pas du bocage) que de la morphologie du terrain et de l'occupation du sol.

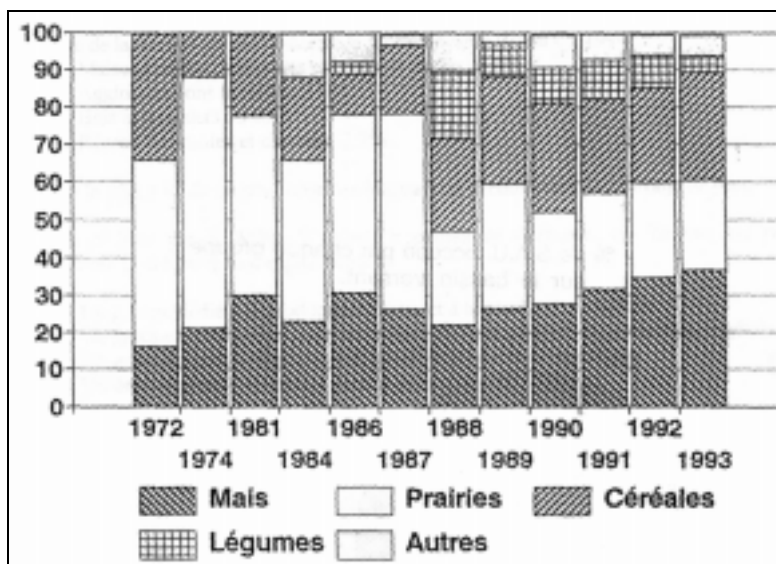


Figure 2 : Occupation du sol (d'après Cann et Villebonnet, 1993)

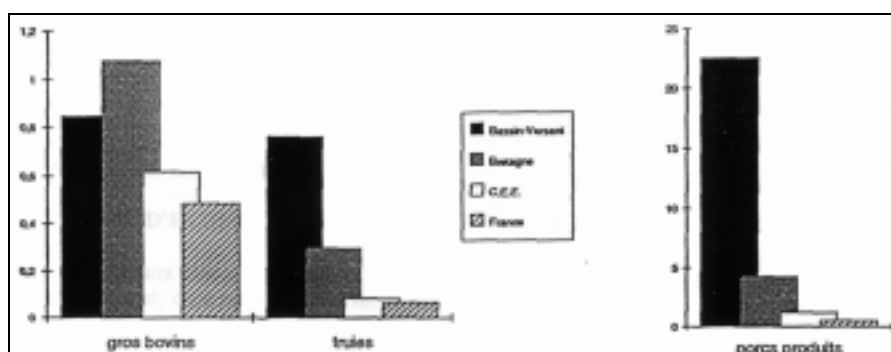


Figure 3 : Charge en animaux, par ha (d'après Cann et Villebonnet, 1993)

Le bassin a donné lieu à des enquêtes agronomiques détaillées, soit pour des travaux spécifiques d'étudiants, soit pour un suivi systématique du bassin. On dispose ainsi des cartes culturales chaque année, ainsi que d'enquêtes agronomiques en 1988, 91, 94 et 96.

I. Drainage agricole

Il semble qu'une grande partie du bassin soit drainée, au moins dans les zones hydromorphes. Le drainage sur le bassin a commencé après la seconde guerre mondiale, et s'est depuis régulièrement développé. Toutefois, il s'agit de drainage « sauvage », au sens où il n'a pas donné lieu à un plan de drainage subventionné par la Direction Départementale de l'Agriculture et de la Forêt, et on ne connaît ni les parcelles drainées ni, a fortiori, les caractéristiques du réseau de drainage. Il semblerait même que certains agriculteurs aient re drainé des parcelles qui l'étaient déjà après les avoir achetées, ignorant qu'elles avaient subi un tel équipement.

On verra que cette méconnaissance des parcelles drainées et de leurs caractéristiques sera un lourd handicap pour notre travail.

II. Réseau anthropique

On dispose de plusieurs versions du réseau anthropique, suivant la source sur laquelle on se fonde :

- le réseau anthropique tel que porté sur la carte IGN, qui distingue routes et chemins, linéaire non identifié (en général chemin ou fossé) et haie (ou talus). Cette carte date toutefois de 1975 (révisée en 1985) et une bonne partie des informations qui y figure est obsolète. De surcroît, la carte ne donne pas accès à la connectivité réelle des éléments du réseau, ni à leur caractère actif ou pas du point de vue hydraulique : deux talus peuvent se rejoindre sur la carte, alors qu'en pratique ils sont séparés par un espace, certes minime, mais qui peut suffire au passage de l'eau.

Figure 4 : Carte du bassin au 25 000^{ème}, et emplacement des pluviomètres.

- le réseau tel qu'on le voit sur des photos aériennes (1993), qui permet de nuancer les informations de la carte IGN. Cette source de données reste pourtant imparfaite, d'autant que le paysage du bassin continue à évoluer, surtout dans sa partie amont, où beaucoup de fossés et talus disparaissent ou perdent leur caractère utilitaire : fossé dont on voit qu'il ne reçoit plus d'eau, plus ou moins abandonné, ou au contraire surcreusé pour accueillir un collecteur de drain, talus plus ou moins détruit, ne remplissant plus son rôle de clôture de parcelle.
- le réseau bocager tel qu'extrait à partir d'images Landsat (Gascuel-Odoux et al., 1994). Cette démarche permet d'obtenir environ 80 % des haies effectivement présentes sur le bassin. Elle ne permet toutefois pas de distinguer haies et talus, et encore moins d'accéder aux fossés. Nous l'avons donc complétée par des observations de terrain.
- le réseau de fossés connectés au réseau hydrographique, relevé en période de récession, c'est à dire hors événements pluvieux, mais quand le bassin n'est pas entièrement ressuyé. Ce travail a été effectué au Cemagref de Rennes, au cours de l'hiver 1995.

Nous aurons l'occasion de revenir plus amplement sur ce point au moment du travail sur le réseau anthropique et son influence sur les écoulements rapides.

Equipement, chroniques et données disponibles

Si l'on cumule les équipements Cemagref et INRA, le bassin est équipé de :

- cinq pluviographes dont trois reliés à des centrales de mesure,
- une station météorologique,
- un thermohygromètre,
- une station limnigraphique située à Kervidy où l'on mesure la hauteur d'eau et la concentration en nitrates en continu,
- une autre station limnigraphique située à Stimoës où sont mesurés débits, concentrations en nitrates, phosphates, produits phytosanitaires et matières en suspension,
- un bassin de décantation pour retenir les sédiments.

Certaines chroniques démarrent en 1971, d'autres beaucoup plus tardivement, au gré de l'équipement progressif du bassin.

Par ailleurs, le bassin a fait l'objet de nombreuses campagnes de mesures, dont nous exploiterons en partie les résultats, et que nous détaillerons au fur et à mesure des paragraphes correspondants :

- traçages isotopiques et géochimiques (Morisson, 1994)
- traçages géochimiques (Juan Torres, 1994)
- images SPOT et ERS1 (Cognard Plancq, 1996, Mérot et al., 1994)
- mesures d'humidité spatialisées ou chroniques d'humidité tensiométrique (Zida, 1998)
- transect de mesures hebdomadaires d'évaporation potentielle (Gascuel-Odoux et al., 1994)
- suivi au moins de la présence d'eau, parfois des débits et des concentrations en nitrates dans différents fossés du réseau anthropique.

Comme on le voit, ce bassin est très abondamment instrumenté et étudié, et il pourrait paraître légitime de prétendre connaître les processus dominant sa réponse hydrologique. On va voir que les choses ne sont pas si simples, et que le Naizin garde une part de mystère ...

Chapitre 2 : ANALYSE DES CHRONIQUES PLUIE-DEBIT

Introduction

On détaille ici l'analyse critique qui a été effectuée sur les chroniques pluie-débit des années 1993 à mi-1995. Ces données représentent une information essentielle pour une modélisation pluie-débit, même si elles restent insuffisantes pour une modélisation des mécanismes contribuant au comportement hydrologique d'un bassin versant, dont le débit n'est que la manifestation finale.

Les données présentées ici sont une bonne illustration de la nécessité pour un BVRE que ses données soient exploitées rapidement, au pas de temps le plus fin possible, pour identifier et corriger tant qu'il en est encore temps les problèmes d'acquisition ou d'interprétation qui peuvent se poser. Ce travail n'avait pas été effectué sur le bassin du Coët-Dan pour les années citées, et il a fallu quelque temps pour aboutir à un ensemble cohérent de données. Une bonne partie de ce travail a été effectué grâce à la Division Hydrologie et Hydraulique du Cemagref de Lyon (HHLV), tant pour la mise à disposition des outils de traitements de données qu'elle utilise fréquemment que pour leur mise en œuvre.

L'accent a été mis sur les périodes pluvieuses et les périodes de crue :

- d'une part parce que ce sont en général celles qui posent des problèmes au niveau de l'acquisition et du traitement des données. Elles se situent en effet en marge des gammes habituelles pour les instruments de mesure, et donc de leur zone d'étalonnage,
- d'autre part parce qu'on s'intéresse à la génération d'écoulements rapides, et par conséquent aux pluies susceptibles de les provoquer et aux crues auxquelles ils contribuent. Les chroniques pluviométriques et débitométriques constituent les données de base pour une modélisation pluie-débit même si, comme on le constatera, elles restent nettement insuffisantes dans une démarche « physique » de modélisation des processus contribuant à la formation de ces débits.

Démarche suivie

1. Dans un premier temps, on présentera l'analyse menée sur les chroniques de pluies journalières issues des différents postes pluviométriques installés sur le bassin : ces chroniques ne nous intéressent pas en tant que telles, mais leur cohérence est un préalable indispensable à la confiance que l'on peut accorder aux chroniques de pluie horaire issues des mêmes pluviographes. De surcroît, on espérait détecter à ce pas de temps une structure des pluies sur le bassin, qui aurait permis de répartir spatialement les précipitations. On verra que tel n'est pas le cas, et que l'on ne retient pour la suite qu'un seul pluviomètre « de référence ».

2. Vient ensuite la présentation du travail effectué de façon analogue sur les chroniques de pluies horaires, aboutissant au choix d'un seul pluviographe, dont on considère qu'il fournit un indicateur des précipitations sur le bassin.
3. Un examen attentif des chroniques de débit à la station limnimétrique de Kervidy révèle un problème au niveau des forts débits, les chroniques présentant alors une forme en plateau peu naturelle. On présente le travail de modélisation hydraulique qui a permis de corriger la courbe de tarage de cette station, conduisant à des chroniques à l'allure plus conventionnelle, et surtout plus raisonnable.
4. On peut alors passer à une analyse du régime hydrologique des deux bassins (de Kervidy et Stimoës), via les modèles QdF développés au Cemagref, permettant de caractériser ces bassins par rapport à des bassins de référence.
5. Enfin, l'utilisation du modèle hydrologique conceptuel global GR4h permet de juger de la cohérence des chroniques dont on dispose, et de se forger une première idée de la dynamique des crues sur les deux bassins étudiés.

Analyse des chroniques de pluies journalières

La modélisation des différentes composantes de l'écoulement que nous visons nécessite a priori un pas de temps fin, afin de bien représenter la synergie des phénomènes intervenant. Toutefois, il peut être intéressant de procéder à une analyse préalable des pluies journalières afin de repérer une éventuelle structure spatiale des pluies horaires : une structure de ces dernières entraîne a fortiori une structure des pluies à pas de temps journalier, même si l'inverse n'est pas vrai.

⇒ Cette analyse a pour but de juger de l'hétérogénéité des pluies sur le bassin, de chercher s'il est pertinent d'utiliser une « pluie de bassin » et, sinon, de chercher des coefficients pondérateurs à utiliser pour distribuer les pluies.

Le bassin du Naizin comporte trois pluviographes gérés par le Cemagref (Penvern, Kerlann et Stimoës) et un pluviomètre géré par la météorologie nationale (Poul-Er-Moing). Un autre poste de la météo est situé à 8 km au nord-est du bassin (Rohan) et a également été inclus dans l'analyse des pluies. Les postes de Penvern et Stimoës sont dotés d'une centrale d'acquisition automatique, alors que pour les autres, les pluviogrammes hebdomadaires sont dépouillés manuellement.

Le poste de Penvern (altitude 134 m) est situé au Nord du bassin, sur un plateau, les postes de Kerlann et Poul-Er-Moing (altitude 90 et 130 m respectivement) sont situés vers le centre du bassin, le premier sur une pente orientée au sud-ouest et le deuxième sur un plateau. Le pluviographe de Stimoës est situé à l'exutoire du bassin (altitude 70 m) ; enfin, le pluviographe de Rohan est situé dans une zone dégagée.

L'analyse porte sur les chroniques de janvier 1992 à septembre 1995, période pendant laquelle tous les pluviographes étaient en fonction. Toutefois, les postes gérés par le Cemagref présentent chacun des périodes de lacune. De plus, les pluies fournies par le Cemagref correspondent aux journées civiles (heure courante) alors que la météorologie travaille de 6 heures du matin à 6 heures (temps universel). Cela ne facilite pas le traitement, les pluies survenant la nuit étant réparties sur des jours différents suivant l'heure à laquelle est effectué le relevé.

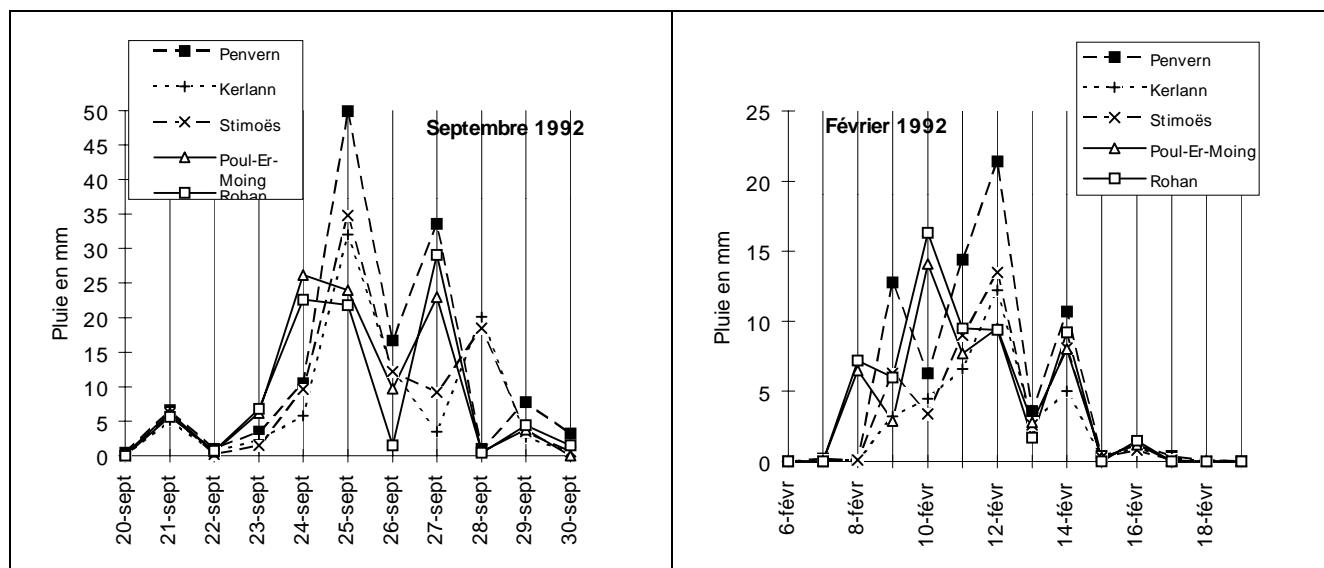


Figure 1 : Exemples de décalage entre les postes pluviométriques du Cemagref et de la météorologie, en février et septembre 1992

Cumuls mensuels

Nous avons tout d'abord effectué un cumul mensuel des pluies sur les différents postes. La figure 2 montre l'évolution du rapport $100 * (\text{Cumul du poste} / \text{Cumul du poste de Poul-Er-Moing})$: on utilise ce dernier comme poste de référence, car il est géré par la météorologie nationale ; ses données sont donc régulièrement critiquées, et confrontées aux autres chroniques disponibles dans les environs.

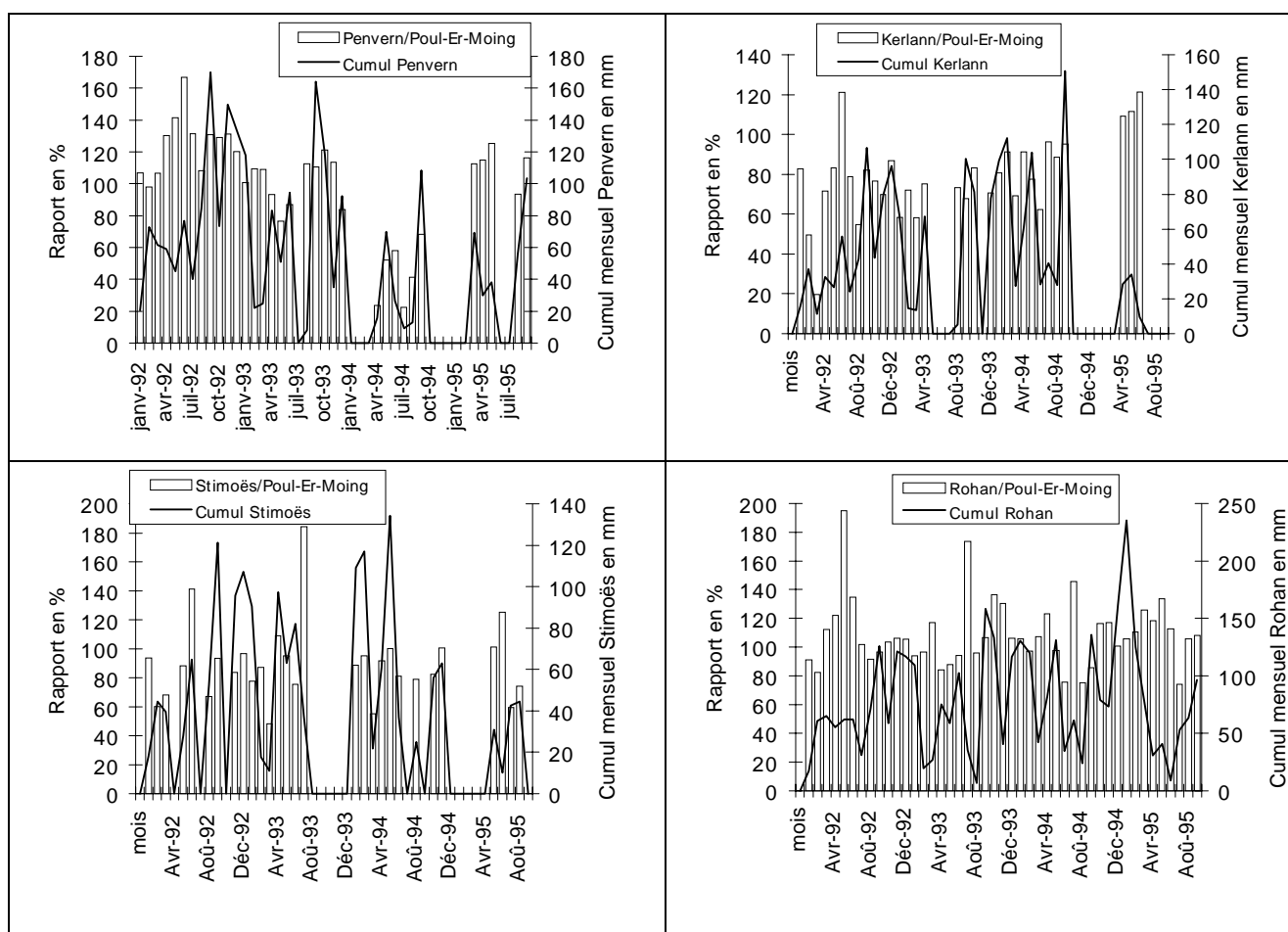


Figure 2 : Comparaison des cumuls mensuels des différents pluviomètres

On voit que Penvern, Kerlann et Stimoës ont tendance à avoir des cumuls plus faibles que Poul-Er-Moing (respectivement, la moyenne du rapport des cumuls est 99%, 77% et 85%) alors que le poste de Rohan reçoit en général des pluies plus fortes (moyenne de 109%). Toutefois, ces rapports sont assez variables, surtout pendant les mois d'été (que l'on a considéré de façon tout à fait arbitraire comme s'étendant de mai à août) où les précipitations sont en général plus faibles, et les épisodes orageux, présentant une plus grande hétérogénéité spatiale, plus fréquents.

Cette analyse sommaire montre également un comportement anormal du pluviographe de Penvern en 1994 : outre de nombreuses lacunes, il enregistre des pluies beaucoup plus faibles que Poul-Er-Moing (y compris pendant les mois où la chronique, discontinue, n'a pas permis un cumul mensuel mais a autorisé une comparaison par événement), alors qu'il a les autres années un comportement similaire.

Analyse des pluies journalières

Malgré cette forte variabilité au niveau des cumuls mensuels, on a tenté (avec l'aide d'Etienne Leblois, HHLV) une comparaison des événements pluvieux enregistrés par les différents postes, pour juger d'une éventuelle structure des pluies sur le bassin versant.

Pour un épisode donné, l'allure des hyétogrammes est souvent similaire pour les différents pluviographes, compte tenu du décalage induit par la différence des heures de relevé entre le Cemagref et la météorologie, mais il est difficile d'extraire des résultats systématiques de cette analyse car les différences de comportement entre postes varient d'un événement à l'autre.

Pour asseoir notre raisonnement sur des données quantitatives, nous avons tenté une corrélation des postes 2 à 2, sur les périodes sans lacune pour chacun, et où au moins un des postes enregistrait une pluie supérieure à 1 mm, ceci afin de ne considérer que les épisodes pluvieux et limiter le poids des épisodes sans pluie significative. Les tableaux suivants montrent les résultats d'une régression effectuée en excluant l'année 1994, où le pluviographe de Penvern avait un comportement nettement anormal. On voit que les coefficients de corrélation sont médiocres.

Régression effectuée année 1994 exclue :

Colonne (en mm) = Pente * Ligne (en mm) + Constante

Coefficient de corrélation :

	Penvern	Kerlann	Stimoës	Poul-Er-Moing	Rohan
Penvern	1.000	.779	.885	.521	.643
Kerlann		1.000	.879	.445	.525
Stimoës			1.000	.534	.586
Poul-Er-Moing				1.000	.817
Rohan					1.000

Pente :

	Penvern	Kerlann	Stimoës	Poul-Er-	Rohan
Penvern	1.000	.471	.791	.466	.599
Kerlann	1.288	1.000	1.067	.582	.760
Stimoës	.991	.723	1.000	.567	.627
Poul-Er-	.582	.340	.503	1.000	.835
Rohan	.690	.363	.548	.801	1.000

Constante :

(en mm)	Penvern	Kerlann	Stimoës	Poul-Er-	Rohan
Penvern	0.000	1.068	-.142	2.143	2.130
Kerlann	1.288	0.000	.691	2.604	2.820
Stimoës	1.659	0.509	0.000	2.667	2.972
Poul-	3.076	2.209	2.502	0.000	1.659
Rohan	1.949	1.806	1.720	0.469	0.000

Pour essayer de dégager une éventuelle organisation spatiale des pluies autre que celle pouvant être mise en évidence par une simple régression, on a alors effectué une analyse en composantes principales sur l'ensemble des postes et les pluies de la veille et du lendemain. Celle-ci n'a pas permis d'affiner ces premières corrélations. Il est par contre amusant de remarquer que l'on peut retrouver ainsi le décalage dans les heures de relevé des postes du Cemagref et de la météorologie¹.

Pour pouvoir aller plus loin, il faudrait prendre en compte le type d'événement pluvieux, la direction et l'intensité du vent toutes données qui manquent.

Le caractère en grande partie aléatoire de l'hétérogénéité spatiale des pluies sur le bassin est corroboré par une étude menée par l'INRA (Gascuel-Oudoux et al., 1994) : dix postes pluviométriques ont été installés le long d'un transect est-ouest dans le sous-bassin de Kervidy, à l'amont du bassin, et suivis de façon hebdomadaire pendant deux ans. La comparaison des pluies cumulées aux différents postes fait apparaître une différenciation progressive entre ceux-ci. Les écarts faibles entre les postes paraissent aléatoires tandis que les forts écarts ont tendance à être toujours de même signe. La différenciation constatée est due à quelques événements pluvieux pour lesquels la variabilité spatiale de la pluie a été très importante ; on note des écarts de 30 mm pour certains événements. L'écart maximum observé entre les cumuls hebdomadaires dépasse 55% de la pluviométrie moyenne sur les différents postes ; toutefois à l'échelle annuelle, cet écart est inférieur à 5% de la pluviométrie et l'INRA ne peut conclure à une variabilité spatiale systématique de la pluie à l'échelle du bassin versant.

L'étude conclut donc à la nécessité d'un réseau dense de pluviomètres pour des niveaux d'organisation temporelle allant de l'averse au mois, un tel réseau ne se justifiant plus pour les bilans annuels. Etant donnée la faible durée du suivi, la définition de niveaux d'organisation inférieurs au bassin ne paraissait pas pertinente

Conclusion :

Il est difficile de trouver des règles de comportement générales des différents pluviographes les uns par rapport aux autres. L'hétérogénéité observée des pluies paraît en grande partie aléatoire, et il est malaisé de démêler la part revenant à une structure spatiale effective des pluies sur le bassin, à la variabilité propre à chaque événement pluvieux, et à d'éventuels problèmes de mesure. Au total, l'analyse menée ne permet pas de construire une « pluie de bassin » ou d'identifier des zones recevant systématiquement plus d'eau : il faudrait une étude plus complète prenant en compte la localisation des pluviomètres, la nature de l'événement pluvieux, et sans doute la direction et la force du vent, pour pouvoir aller plus loin.

⇒ On utilisera donc la pluie du pluviographe de la météorologie (Poul-Er-Moing), situé vers le milieu du bassin, comme un **indicateur** des précipitations sur le bassin. Il présente l'avantage d'avoir un comportement moyen par rapport aux pluviographes du Cemagref, d'être situé en milieu de bassin, et de ne pas présenter de lacunes dans les données. De plus, il est situé à proximité du pluviographe fournissant les pluies horaires que l'on utilisera, comme cela est exposé au paragraphe suivant, et permet un contrôle de ce dernier. On rappelle que le faible coefficient de corrélation avec les autres postes provient surtout des heures de relevé différentes pour les postes de la météorologie nationale et du Cemagref.

Notons que l'analyse effectuée ne permet pas de confirmer les informations trouvées par ailleurs dans la bibliographie concernant le bassin, qui mentionnent que les parties les plus élevées du bassin, au Nord et sur les franges Est et Ouest sont plus arrosées que la partie centrale et Sud du fond de vallée.

1 On a effectué des régressions entre les pluies P(J) du Cemagref et une pluie modifiée de la météo incluant la pluie du jour P(J) et celle de la veille P(J-1), de la forme $[h/24 * P(J-1) + (24-h)/24 * P(J)]$. Les coefficients de régression les meilleurs correspondent à h = 7 ou 8, c'est-à-dire au décalage entre les heures de relevé du Cemagref et de la météo.

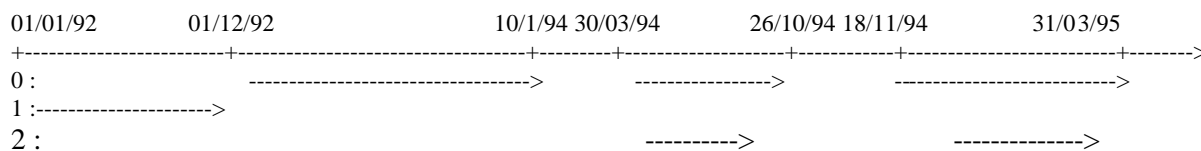
Analyse des chroniques de pluies horaires

Les chroniques de pluies horaires sur le bassin versant de Naizin proviennent de deux sources différentes :

- d'une part, la chronique issue du pluviographe du Toullo, qui couvre la période de janvier 1994 à 1996. Ce poste est géré par l'INRA, mais exploité par la météorologie. Ses rares lacunes sont complétées par le dépouillement manuel des bandes hebdomadaires du pluviographe de Poul-Er-Moing, situé à moins de 500 mètres et qui a un comportement similaire (Plantier, Météorologie Départementale de Vannes, communication personnelle).
- d'autre part, une chronique fournie par le Cemagref de Rennes, qui s'étend de janvier 1992 à juillet 1995. Cette dernière est en fait constituée d'une juxtaposition de morceaux des chroniques issues des différents pluviographes du Cemagref situés sur le bassin : le pluviographe de Penvern fournit la base de la chronique, mais ses lacunes sont comblées par les chroniques issues des autres pluviographes. Compte tenu de l'hétérogénéité constatée dans les pluies quotidiennes sur ces postes, la chronique obtenue a peu de chance d'être homogène. De surcroît, la chronique issue de Penvern vient pour partie d'un poste installé de façon provisoire par le Cemagref d'Antony pour un suivi limité dans le temps (pour la fin de l'année 1993 notamment).

Au total, la chronique est donc composée de :

1992 :	pluviographe 1 jusqu'au 01/12	0 : Penvern
	" 0 ensuite	1 : Kerlann, dépouillé manuellement
1993 :	" 0 toute l'année	2 : Stimoës
1994 :	" 0 jusqu'au 10/1/94	
	" 2 jusqu'au 30/03/94	
	" 0 jusqu'au 26/10/94	
	" 2 jusqu'au 18/11/94	
	" 0 jusqu'en mars 1995	



On a tenté une comparaison de la chronique issue des pluviographes du Cemagref et de celle issue du poste du Toullo, tant au niveau des cumuls par événement que de l'allure des événements pluvieux. Cette comparaison n'a été possible que pour l'année 1994 : le poste du Toullo n'était pas encore en fonction en 1993, et la chronique du Cemagref au premier trimestre 1995 souffre manifestement de graves problèmes (pluies quasi-inexistantes, alors que cette période a vu de grandes crues). Cette étude a mis en évidence quelques problèmes dans ces chroniques :

1/ Les chroniques de la météo sont en temps universel, alors que les chroniques du Cemagref sont censées être en heure courante. En tenant compte de ce déphasage supposé, on observe un décalage inexplicable entre les deux chroniques (voir figure 3).

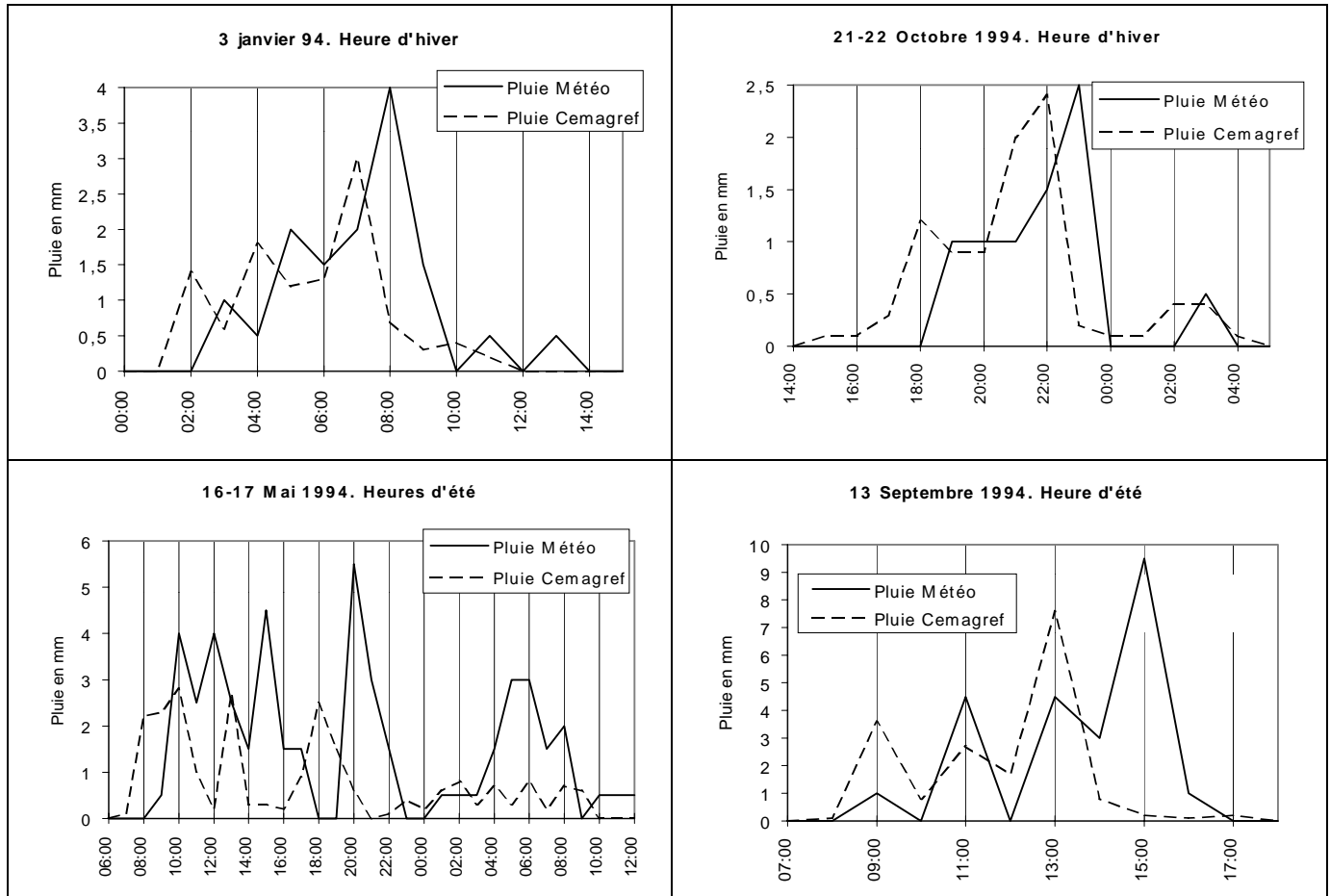


Figure 3 : Décalage entre les pluies horaires Cemagref et Météo

La seule explication plausible à ce décalage semble être une erreur dans les heures de la chronique du Cemagref : si l'on effectue les cumuls journaliers de ces pluies horaires sur la journée civile (heure courante), on n'obtient pas des résultats cohérents avec les données journalières fournies par ailleurs. Ces cumuls sont par contre cohérents si l'on suppose que les chroniques sont fournies en temps universel. De plus, le décalage entre les pluies météo et les pluies Cemagref (passée en temps universel, puisqu'elles sont censées être en heure courante) est de 1 heure en hiver et 2 heures en été, coïncidence troublante.

⇒ On utilisera donc la chronique du Cemagref telle quelle, comme si elle nous avait été d'emblée fournie en temps universel.

2/ Sans tenir compte de ces décalages systématiques, une comparaison des événements pluvieux pour les deux chroniques montre assez souvent non seulement une allure, mais aussi des cumuls très différents suivant les 2 sources.

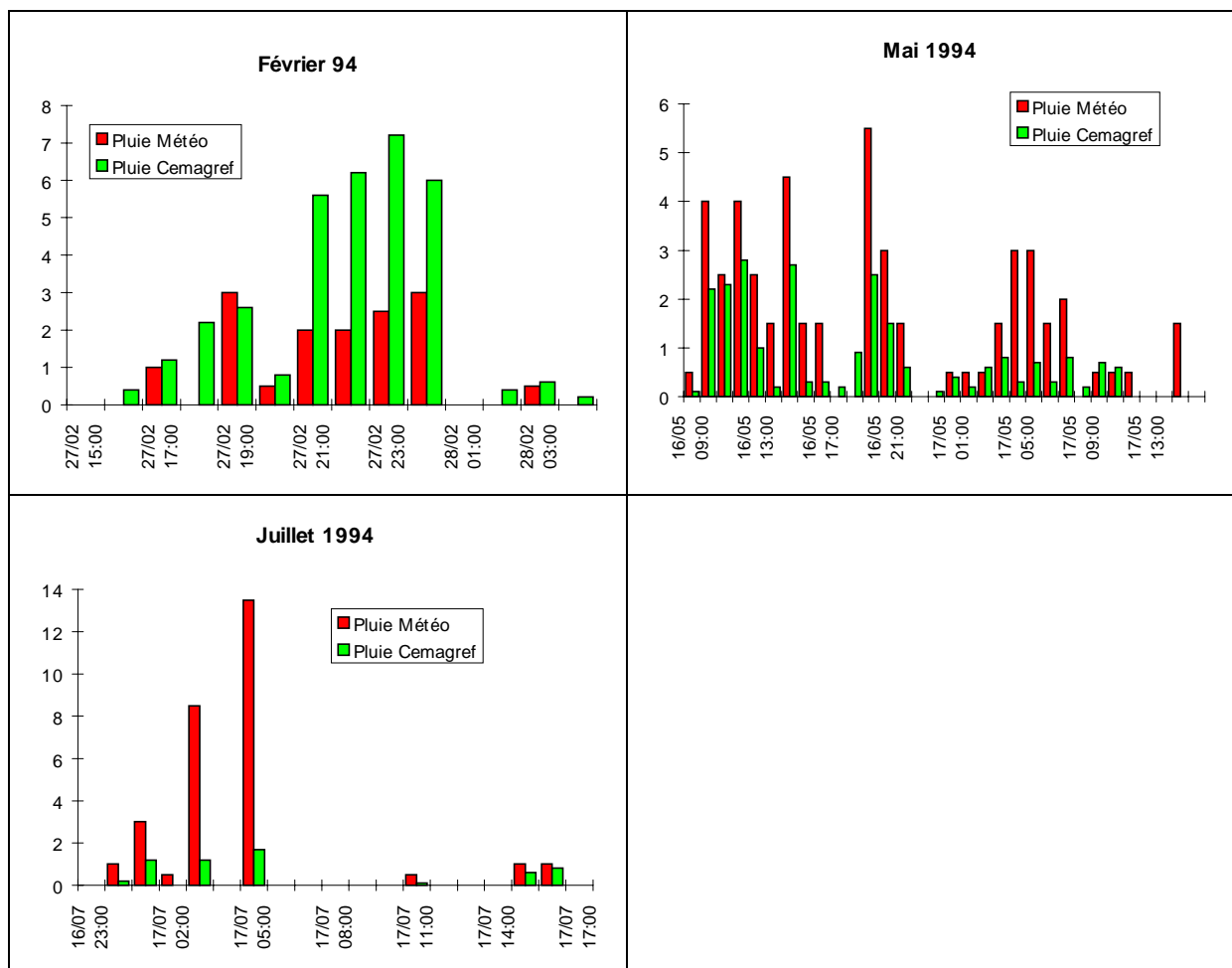


Figure 4 : Événements pluvieux où les pluies Cemagref et Météo sont significativement différentes, en volume et/ou en structure

Il est difficile de faire la part des choses entre l'hétérogénéité spatiale des pluies sur le bassin et les problèmes éventuels dus aux pluviographes (les difficultés rencontrées pour l'analyse des pluies quotidiennes sont encore accrues). Il pourrait être intéressant de faire une analyse intégrant le type d'événement pluvieux (direction du vent, orage ...) mais, en l'absence d'observation humaine, il n'est pas facile de déduire celui-ci de la seule chronique de l'événement.

Compte-tenu des incertitudes sur la chronique issue des pluviographes du Cemagref, on décide d'utiliser la chronique de la météorologie, qui présente l'avantage d'être continue, homogène et d'être issue d'un poste situé vers le milieu du bassin, sur un plateau.

Toutefois, ce poste n'a été doté d'une centrale d'acquisition qu'à partir de janvier 1994. Nous avons pris la décision d'acquérir les bandes hebdomadaires du pluviographe de Poul-Er-Moing et de dépouiller d'abord seulement quelques événements pluvieux afin de les comparer à ceux décrits par les postes Cemagref. Ceux-ci s'étant avérés significativement différents, nous avons dépouillé tous les événements pluvieux majeurs de janvier 1993 à la mi-septembre 1993 (les bandes papier sont ensuite illisibles, par suite d'une panne du stylo encreur). Cette décision était également motivée par le fait que les simulations de débit obtenues pour l'année 1993 avec les pluies Cemagref n'étaient guère satisfaisantes (voir le paragraphe relatif à l'application du modèle GR4h). Comme le poste de Poul-Er-Moing a un comportement similaire à celui du Toullo, on espère ainsi se rapprocher d'une chronique homogène sur les trois années.

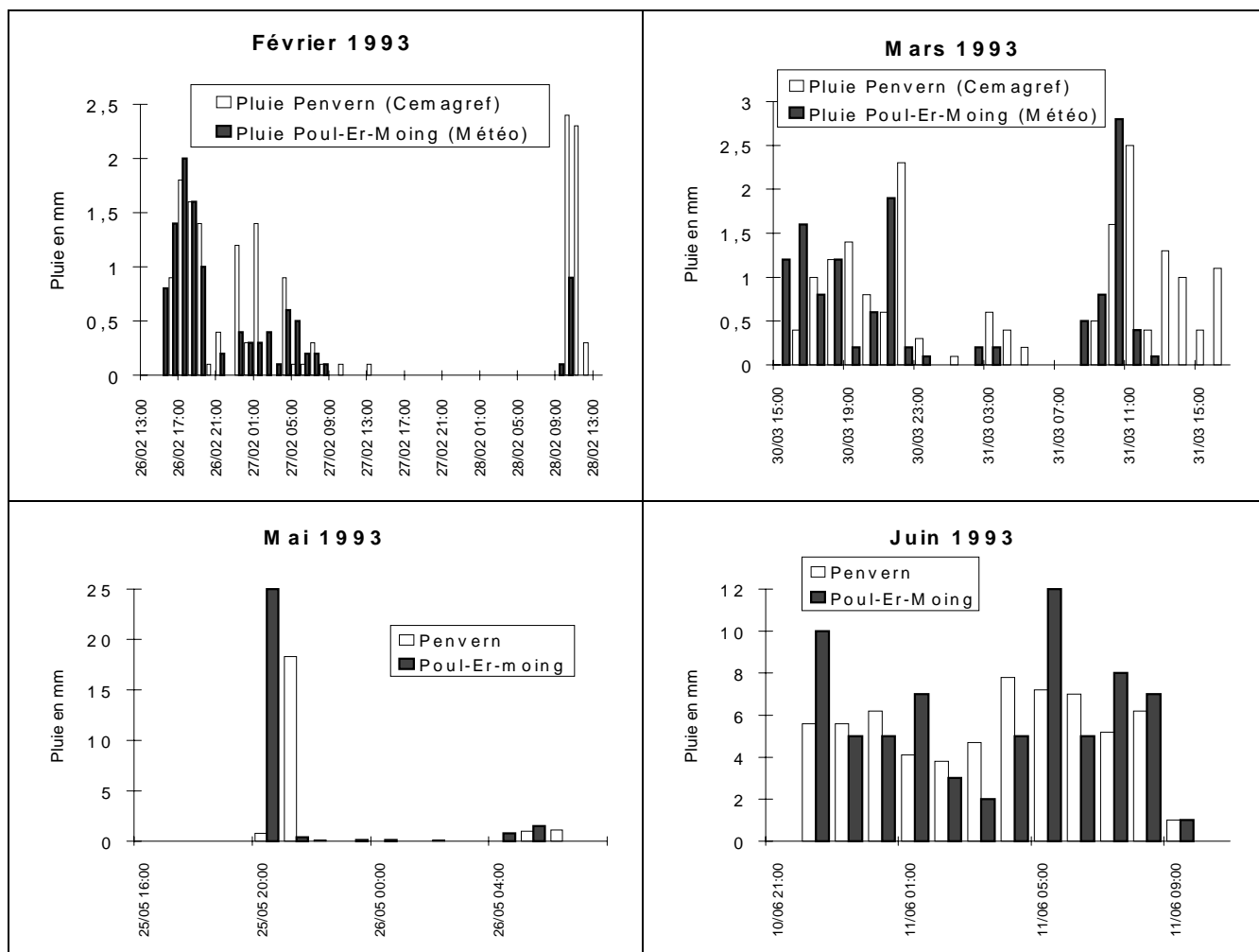


Figure 5 : Modification des pluies en 1993

Les intensités maximales horaires des chroniques dépouillées à la main sont globalement plus fortes que celles du Cemagref, et les cumuls des événements pluvieux importants sont plus élevés. Par contre, le cumul mensuel est légèrement plus faible. On verra plus loin que les simulations des débits de Kervidy avec les pluies dépouillées à la main ne sont pas systématiquement meilleures que celles obtenues avec les pluies Cemagref, sans doute en partie parce que chaque événement pluvieux est doté d'une structure spatiale différente, que nous n'avons pas les moyens de caractériser. Nous nous contenterons donc pour l'instant d'un signal pluie supposé homogène sur le bassin.

Stations limnimétriques de Kervidy et Stimoës

Station de Kervidy (5 km²)

La station limnimétrique de Kervidy est située contre un pont, à l'aval d'une zone relativement peu pentue (1 à 2% de pente). La station comporte un seuil à deux largeurs, et la hauteur d'eau est mesurée dans un bac tranquillisateur, au moyen d'une sonde à pression et d'un capteur à flotteur.

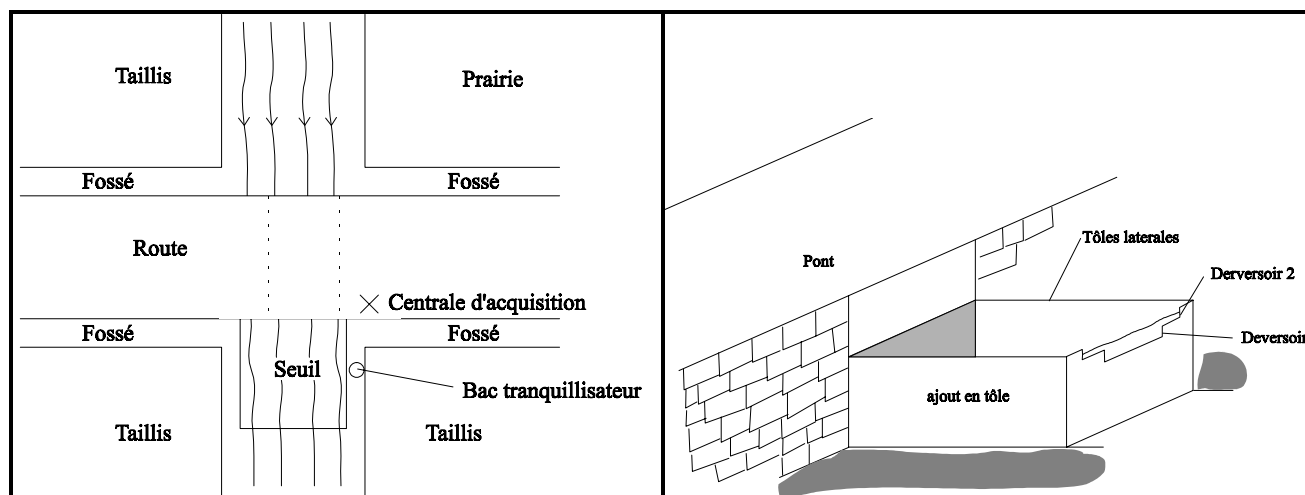


Figure 6 : Schéma de situation

Figure 7 : Schéma de la station de Kervidy

Le pont se met assez souvent en charge, d'autant que l'installation du seuil de la station en contrebas a encore rehaussé le niveau de l'eau. Plus rarement, l'eau déborde dans les prairies situées à l'amont du pont, voire passe au dessus de la route. Cela conduit à des courbes limnigraphiques « en plateau » pour certaines crues (figure 8), le niveau d'eau restant quasiment constant à partir du moment où le pont est en charge, pour des variations de débit importantes. La courbe de tarage utilisée par l'INRA est une courbe puissance « standard », ne prenant pas en compte les spécificités hydrauliques dues à la position de la station. On ne dispose de surcroît que de trois points de jaugeage en hautes eaux et d'assez peu d'observations de la station en crue, compte tenu de l'éloignement du bassin de la station INRA de Rennes, qui ne facilite pas la présence sur le bassin en cas d'événement subit.

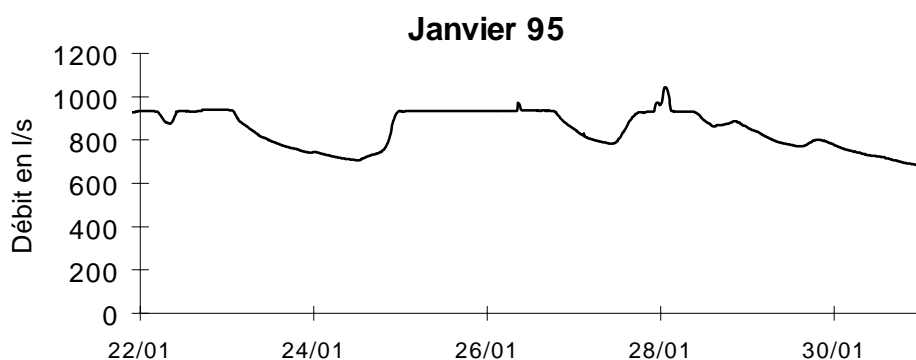


Figure 8 : Exemple de chronique en plateau en janvier 1995

⇒ Nous avons donc décidé de modéliser le comportement hydraulique du seuil, afin de comprendre le fonctionnement du système, et de juger de la validité des chroniques de hauteur d'eau dont on dispose, et surtout de leur traduction en chroniques de débits.

Le Cemagref dispose d'un logiciel « MAGE » (Cf. Partie III, chapitre 2 permettant de résoudre l'équation de Saint-Venant unidimensionnelle par un schéma aux différences finies implicite. Sa mise en oeuvre suppose de connaître la géométrie des lits mineur et majeur du cours d'eau modélisé, ainsi que celle des ouvrages qu'il comporte.

Les relevés topographiques ont été faits avec l'aide de l'INRA de Rennes, sur la zone s'étendant de 50 mètres à l'amont du pont jusqu'à 50 mètres à l'aval. La simulation hydraulique a été menée à bien par Olivier Gilard (HHLY) qui a modélisé le passage d'un hydrogramme de crue triangulaire, étalé sur 24 heures et passant par un maximum de 2,5 m³/s (pour donner un ordre d'idée, le débit instantané maximal décennal estimé au paragraphe suivant est de 1,23 m³/s).

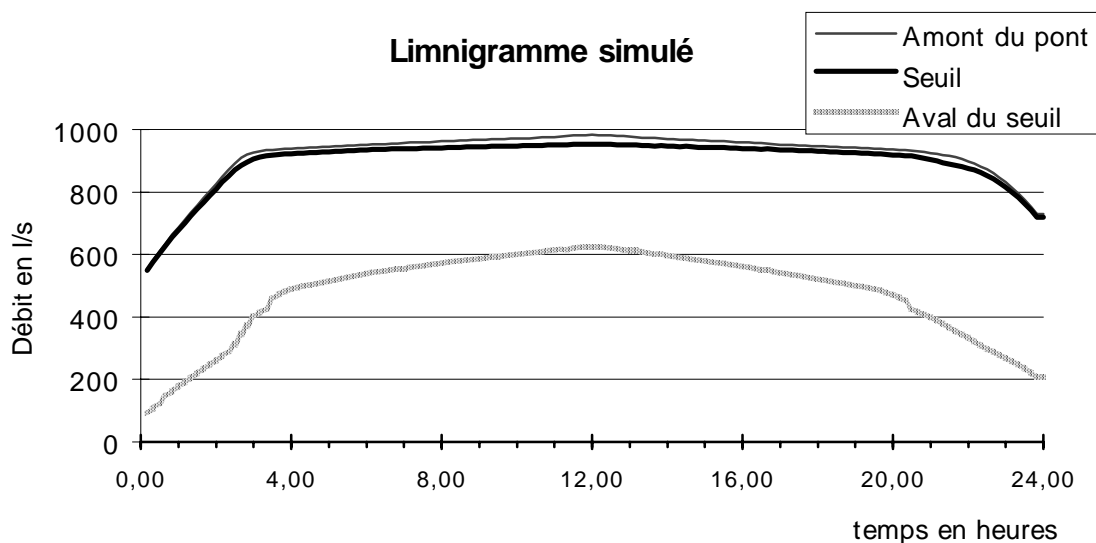


Figure 9 : Hydrogramme simulé

Le modèle donne des résultats pouvant expliquer l'allure « en plateau » des courbes obtenues, puisque l'on voit sur la figure 9 que la cote de l'eau dans la section en travers correspondant au niveau où est située la mesure ne varie que très peu entre 4 et 20 heures, pour un débit passant de 1 m³/s à 2,5 m³/s.

De façon satisfaisante, la mise en charge du pont, l'activation de la deuxième largeur de seuil, le débordement de l'eau au dessus des parois latérales du seuil et le débordement de l'eau au dessus de la route sont prédits pour des hauteurs d'eau coïncidant avec les observations (moyennant une translation en débit et hauteur d'eau entre les observations et les simulations, justifiant l'appellation « corrigée » figurant dans le tableau). Par contre, le déversoir est censé rester en régime dénoyé, ce qui n'est pas le cas dans la réalité.

Ouvrage	temps	débit en l/s	débit corrigé	hauteur (en mm)	hauteur corrigée (en mm)
dalot en charge	1h	200	350	-487	678
déversoir 2 actif	2h	390	540	-355	810
seuil latéral	2h30	520	670	-295	* 870
route amont	3h	740	890	-259	* 906
route aval	3h20	840	990	-248	917
route amont noyée	6h40	1620	1770	-227	* 938
route amont dénoyée	16h20	1650	1800	-227	938
route aval non en eau	20h30	810	960	-250	915
route amont	21h40	600	750	-179	886
latéral	22h20	500	650	-303	862
déversoir 2	23h20	350	500	-383	782

* concorde avec les observations

L'élimination de la variable temps entre les courbes Q(t) et Z(t) conduit à une nouvelle courbe de tarage qui respecte aussi bien les points de jaugeage que le faisait la courbe de tarage précédente. Cette courbe est beaucoup moins pentue que l'ancienne aux alentours de la hauteur 700 mm, zone qui correspond à une bonne partie des « problèmes » de fonctionnement de la station (mise en charge du pont, débordement au dessus des parois latérales du seuil).

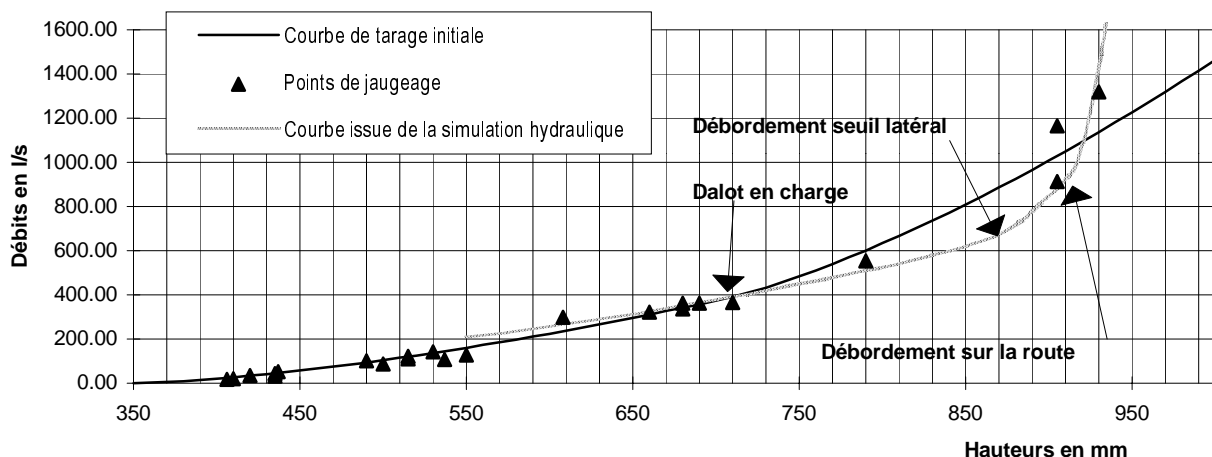


Figure 10 : Courbes de tarage ancienne et « corrigée »

On peut donc conclure que la forme de cette nouvelle courbe de tarage rend mieux compte des phénomènes observés et des particularités du fonctionnement de cette station de jaugeage que la précédente. Toutefois, il convient de rester prudent quant aux valeurs numériques exactes prédites, compte tenu des incertitudes sur la géométrie exacte du lit mineur de la rivière et sur les coefficients de rugosité à appliquer.

⇒ On décide d'utiliser l'ancienne courbe pour les hauteurs inférieures à 708 mm (correspondant à un débit de 378 l/s) : l'équation de Saint-Venant n'est pas valide pour les faibles tirants d'eau, et les résultats du modèle sont sans doute sujets à caution dans la gamme de débit correspondant. Par contre, au dessus de cette hauteur (dépassée 6 jours en 94 et 18 jours durant le premier semestre de 1995, période de fortes crues), on utilise la courbe de tarage issue de la modélisation hydraulique.

La fonction mathématique utilisée comme approximation de la courbe de tarage est une fonction continue par morceaux :

Pour $h < 708$ mm,	$Q = \alpha \times (\beta + \gamma \times (h - 350)) \times ((h - 350) / 1000 + 0.001)^{1.5}$
	$\alpha = 2962.6$
	$\beta = 0.0596$
Pour $708 < h < 916$ mm,	$Q = \alpha \times h^5 + \beta \times h^4 + \gamma \times h^3 + \delta \times h^2 + \varepsilon \times h + \varphi$
	$\alpha = 1.84E - 10$
	$\beta = -5.40E - 7$
	$\gamma = 6.192E - 4$
	$\delta = -0.3433438$
Pour $916 < h < 924$ mm,	$Q = \alpha \times h^3 + \beta \times h^2 + \gamma \times h + \delta$
	$\alpha = 4.7021E - 4$
	$\beta = -0.8298$

La validité des mesures de hauteur d'eau après débordement de l'eau des cotés du seuil, et a fortiori après passage de l'eau au dessus de la route (avec éventuellement un court-circuit de la station par une partie du débit) est aléatoire : en effet, pour les fortes hauteurs d'eau, la courbe de tarage est quasi-verticale, et une faible variation de hauteur d'eau entraîne une très forte variation de débit. En supposant la courbe de tarage exacte, une erreur de 5 mm sur la hauteur d'eau entraîne dans la gamme de débit 1000-1200 l/s une erreur d'environ 300 l/s sur les débits.

⇒ L'incertitude que l'on a sur la position exacte de la courbe de tarage incite à la tronquer à 908 mm, hauteur correspondant à un débit de 1200 l/s, et approximativement au débordement de l'eau au dessus de la route.

Les chroniques obtenues grâce à cette nouvelle courbe de tarage donnent des crues aux allures plus habituelles que celle que l'on obtenait avec l'ancienne courbe de tarage. Les montées de crue notamment sont moins rondes, ce qui était douteux pour un petit bassin tel que celui de Kervidy, dans ce type de milieu.

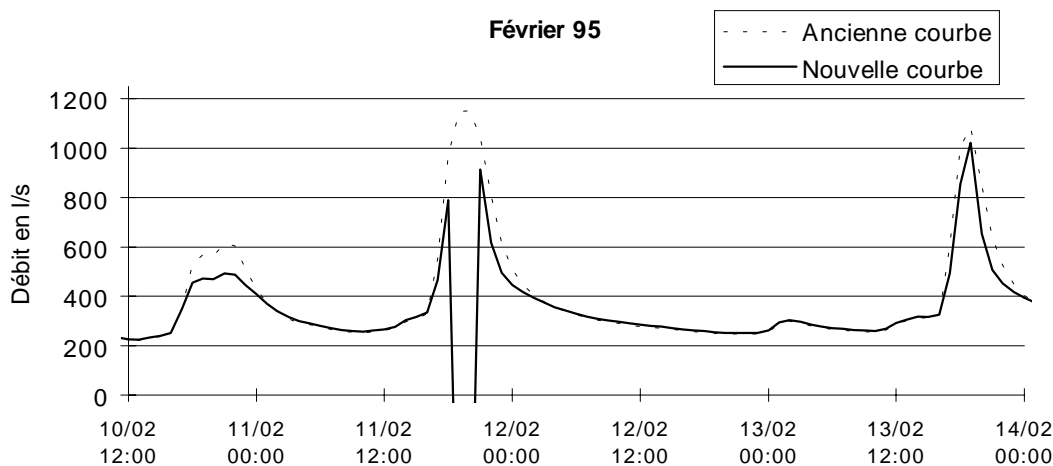


Figure 11 : Exemple de février 1995

Ce travail sur la station de jaugeage a également permis de suggérer au gestionnaire du sous-bassin de Kervidy quelques aménagements pour la station. Il serait notamment intéressant de modifier la deuxième partie du seuil, soit en la supprimant complètement - au risque de perdre en précision -, soit en la taillant en V, afin d'abaisser le niveau de l'eau et de limiter la mise en charge du pont. L'installation d'un capteur en amont du pont, où la hauteur d'eau varie plus fortement qu'à l'aval permettrait également un suivi plus fin des crues.

On dispose ainsi d'une chronique de débit allant de février 1993 (date de mise en service de la station de jaugeage) à juillet 1995. A cette date, les parois du seuil ont été cimentées et l'aval du seuil rectifié : la chronique de débit ne serait donc pas homogène si on utilisait les données ultérieures, d'autant qu'à notre connaissance, la courbe de tarage n'a pas été réestimée pour tenir compte de ces modifications.

Station de Stimoës (12 km²)

Cette station est située à l'exutoire du bassin versant. Elle dispose également d'une sonde à pression et d'un capteur à flotteur. Placée une cinquantaine de mètres à l'amont d'un pont, elle ne présente pas les inconvénients de la station de Kervidy. Toutefois, pour les débits particulièrement élevés (>2470 l/s, situation rencontrée deux fois au cours de la période de 4 ans étudiée), une partie de l'eau « court-circuite » la station et passe dans les prairies avoisinantes.

Le seuil est noyé pour les forts débits, mais cela advient pour les mêmes gammes de débit que les problèmes sus-cités, où les chroniques de hauteur n'ont de toute façon pas grande signification.

Mise en oeuvre de la méthode QdF

Les modèles Débit(Q)-Durée(d)-Fréquence(F) développés au Cemagref permettent une bonne représentation du régime hydrologique d'un bassin versant (Galéa et Prudhomme, 1997). Nous avons appliqué cette méthode aux chroniques de débit du bassin du Coët-Dan et du sous-bassin de Kervidy, afin de caractériser leur régime hydrologique et de juger de leur cohérence, au moins statistique.

Démarche adoptée

Nous rappelons ici simplement la « philosophie » de cette méthode :

Diverses études de régionalisation des crues ont permis de caractériser, au sens des courbes QdF, le régime hydrologique en crue de plus d'une centaine de sites observés. On peut considérer que typologiquement les régimes de crue observés de ces bassins versants se répartissent selon trois familles de bassins versants. Un bassin de référence a été choisi pour chacune d'elle, chacun étant soumis à des conditions pluviométriques différenciées, conduisant à des concavités différentes pour les faisceaux de courbes QdF. Il s'agit des bassins versants de la Dragne à Vandenesse (S=115 km²), soumis à un climat de type océanique, en région Bourgogne, du Roubion à Soyans (S=186 km²) pour le climat continental, dans la région Rhône-Alpes et de la Mimente à Florac (S=125 km²), pour le climat méditerranéen, dans la région Languedoc-Roussillon.

On transfère cette connaissance hydrologique synthétique sur les bassins versants de chaque famille en normalisant les réseaux de courbes QdF, en ordonnée par le débit instantané maximal annuel décennal QIXA10, et en abscisse par la durée caractéristique de crue D.

Application aux données du Naizin

Si les bassins que nous étudions ont un comportement se rattachant à l'un de ces modèles, les chroniques dont nous disposons montrent une certaine « cohérence » statistique. Si à l'inverse leurs caractéristiques de crue ne les apparentent à aucun des modèles, on peut craindre des problèmes dans le suivi des crues, soit au niveau de la courbe de tarage, soit au niveau de la mesure des hauteurs d'eau, car il n'y a aucune raison pour que le bassin étudié ait un comportement exceptionnel.

Etant donné le faible nombre d'années de suivi, on se contente d'une analyse pour les périodes de retour relativement courtes, une extrapolation aux fréquences rares ne présentant guère d'intérêt et surtout n'étant pas pertinente. Cette étude a été faite par Gilles Galéa (HHL^Y)².

⇒ Le modèle de Vandenesse s'applique particulièrement bien aux deux bassins (Kervidy et Stimoës), conduisant à une durée caractéristique de crue D de 4 heures et un débit instantané décennal de 1,23 m³/s pour Kervidy, et D=19 heures et QIXA10=3,5 m³/s pour Stimoës.

Kervidy	$VCX(T,d) = 0.939 \cdot \ln(T) + 0.731 \cdot 10^{-2}$ (en m ³ /s)	D = 4 h QIXA10 = 1.23m³/s	coefficient de corrélation R=0.996 erreur standard=0.268.10 ⁻¹
Stimoës	$VCX(T,d) = 1.09 \cdot \ln(T) - 0.886 \cdot 10^{-1}$ (en m ³ /s)	D = 19h QIXA10 = 3.5m³/s	coefficient de corrélation R=0.998 erreur standard=0.218.10 ⁻¹

Ces résultats ne constituent certes pas une « validation » des chroniques de débit obtenues, mais au moins ils n'impliquent pas une remise en cause de la courbe de tarage utilisée pour Kervidy, puisque celle-ci conduit à des caractéristiques de crues ayant une distribution « standard », ce qui est plutôt rassurant.

La durée caractéristique de crue relativement longue obtenue pour Stimoës suggère qu'un pas de temps horaire ne sera pas forcément adapté pour une modélisation pluie-débit, à moins qu'on ne s'intéresse à décrire finement les différentes composantes de l'écoulement. Un pas de temps court conduit au contraire à un bruit plus fort, qui peut nuire à la qualité des modélisations.

² Comme nous l'avons justifié au paragraphe précédent, la courbe de tarage que nous utilisons est seuillée à 1200 l/s : pour des débits supérieurs, nous utilisons, pour appliquer la méthode QdF, les débits issus de simulations via GR4h, que nous présentons au paragraphe suivant, afin de disposer de chroniques continues.

Utilisation de GR4h

Le modèle conceptuel global GR4, développé par le Cemagref (Makhlouf et Michel, 1992) est réputé pour sa robustesse et sa parcimonie en paramètres (son nom est de l'acronyme « **G**énie **R**ural à **4** paramètres », auquel on ajoute **J** ou **H** suivant que l'on utilise la version journalière ou horaire du modèle). La modélisation qu'il offre a évidemment des limites mais, comme on va le voir, peut donner de précieux renseignements. L'application d'un tel modèle conceptuel aux données du bassin a pour but de juger de la cohérence des données de pluie et de débit dont l'on dispose, et de la validité des traitements et choix effectués précédemment.

En effet, si l'on dispose d'un outil suffisamment fiable et qu'on l'utilise dans des conditions similaires à celles dans lesquelles il a été calé, une différence marquée entre les débits observés et simulés laisse présager :

- soit un problème dans la mesure des débits,
- soit une pluie mesurée peu représentative de la pluie effectivement tombée sur le bassin.

⇒ Une comparaison systématique des débits simulés et observés permet donc d'identifier les épisodes susceptibles de présenter des problèmes dans les chroniques de données. Si cette différence est flagrante à la fois pour le sous-bassin de Kervidy et le bassin complet, il est légitime de mettre la pluie en cause. On utilisera également GR4h pour combler les lacunes existant dans les chroniques de débit des deux stations de jaugeage. Ce travail a été effectué par Gilles Galéa (HHLy).

Présentation de GR4, version horaire

GR4 (Génie Rural à 4 paramètres) permet de simuler le débit à l'exutoire d'un bassin versant à partir des données de pluie et d'évaporation moyenne. Ce modèle n'utilise que des valeurs décadaires moyennes interannuelles pour l'évapotranspiration potentielle, ce qui le rend facilement utilisable en réduisant les seules données datées aux données de pluie. La structure du modèle est schématisée sur la figure 12 :

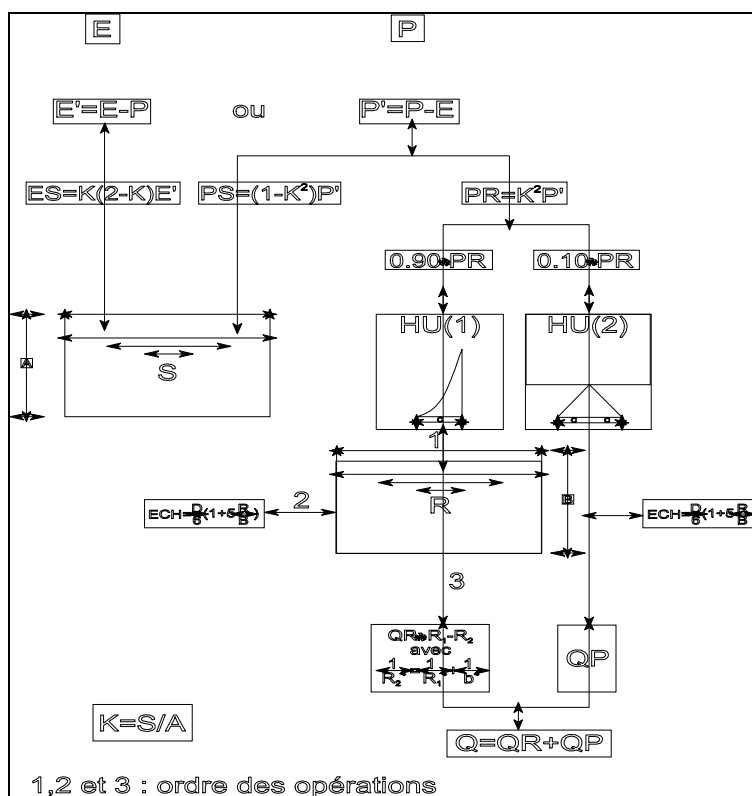


Figure 12 : Schéma synoptique de GR4h (d'après Makhlouf et Michel, 1992)

Ses différentes composantes sont :

Interaction pluie-évaporation :

Si P est la pluie et E l'évapotranspiration potentielle du jour considéré, on prend en compte pour la suite une pluie $P' = P - E$ si $P > E$ et une évapotranspiration $E' = E - P$ si $E > P$

La première partie de la fonction de production s'organise autour d'un réservoir appelé réservoir-sol, caractérisé par sa capacité A. Il est alimenté par les pluies P' et sa seule sortie est l'évapotranspiration. Le niveau S du réservoir sol permet de définir une pluie nette comme expliqué ci-dessous :

- Si une pluie élémentaire dP' arrive à l'entrée du modèle, la pluie nette correspondante sera $[(S/A)^2]dP'$, le complément $[1 - (S/A)^2]dP'$ entrant dans le réservoir sol. Comme l'évaporation E' de ce pas de temps est nulle, l'augmentation du réservoir S est $dS = [1 - (S/A)^2]dP'$.

En intégrant cette relation sur le pas de temps, on trouve :

$$S_2 = \frac{S_1 + A \tanh(P'/A)}{1 + (S_1/A) \tanh(P'/A)}$$

Où S_1 et S_2 sont respectivement le niveau du réservoir sol au début et à la fin du pas de temps.

- Si, pour un pas de temps donné l'évapotranspiration potentielle est dE' , elle donnera lieu à une évaporation réelle égale à $S/A(2-S/A)dE'$, qui correspond à la réduction du réservoir sol.

L'intégration sur le pas de temps conduit à :

$$S_2 = S_1 \frac{1 - \tanh(E'/A)}{1 + [1 - (S_1/A)] \tanh(E'/A)}$$

Première partie de la fonction de transfert :

Le transfert de la pluie nette est, dans une première étape, assuré par deux hydrogrammes unitaires, dépendant du même paramètre C exprimé en pas de temps.

La pluie nette est fractionnée en deux parties :

- une première partie de 90% est traitée par le premier hydrogramme unitaire (HU1) puis introduite dans un réservoir de routage,

- la deuxième partie de 10% est traitée par le deuxième hydrogramme unitaire (HU2) qui contribue directement au débit à l'exutoire.

(Edijatno, 1989) a montré qu'une expression satisfaisante pour $q(t)$, fonction déterminant le premier hydrogramme unitaire est

$$\begin{cases} q(t) = 3t^2/C^3 & \text{pour } t \leq C \\ q(t) = 0 & \text{pour } t > C \end{cases}$$

Le deuxième hydrogramme unitaire HU2 s'obtient en complétant le premier par symétrie par rapport à la droite $t=C$ et en divisant par deux les ordonnées pour conserver le volume unité.

Les lames routées par HU2 donnent lieu, après convolution, aux flux QP de la figure 12.

Les lames d'eau routées par le premier hydrogramme unitaire sont introduites dans un réservoir « eau-gravitaire » dont le fonctionnement est décrit ci-après :

Deuxième partie de la fonction de transfert : le réservoir eau-gravitaire.

Ce réservoir reçoit de la pluie nette apportée par l'hydrogramme unitaire HU1. L'apport est instantané en début de pas de temps puis le réservoir se vide graduellement. Le niveau R du réservoir détermine le débit QR(t) de vidange selon :

$$QR(t) = \beta [R(t)]^\alpha \text{ avec } \alpha > 1$$

Selon (Edijatno, 1991), la meilleure valeur de α est voisine de 5. Comme ce débit de vidange est l'unique cause de la baisse du niveau du réservoir R, $QR(t) = -dR/dt$. En intégrant sur un pas de temps,

$$\frac{1}{R_2^4} - \frac{1}{R_1^4} = 4\beta\Delta t \text{ soit } \frac{1}{R_2^4} - \frac{1}{R_1^4} = \frac{1}{B^4} \text{ en posant } 4\beta\Delta t = \frac{1}{B^4}$$

Où R_1 et R_2 sont respectivement le niveau du réservoir eau-gravitaire au début et à la fin du pas de temps. La valeur de R_2 est au maximum égale à B quand R_1 est infini. B peut donc être appelée « capacité maximale à un pas de temps » du réservoir eau gravitaire.

La lame d'eau libérée par ce réservoir est donc égale à $QR = R_1 - R_2$

Echanges souterrains :

Le quatrième paramètre D est utilisé pour la modélisation des échanges souterrains susceptibles de se produire, notamment dans le cas de bassins soumis à un effet de drainance, ou encore à écoulement très intermittent.

Si ce paramètre D est négatif, il s'agit d'un apport externe au réservoir eau gravitaire, égal à ECH donné par

$$ECH = \frac{-D}{1 + 5^{\frac{R}{1}}}$$

Si ce paramètre est positif, il s'agit d'une perte du système qui s'applique à la fois au réservoir eau gravitaire et à l'écoulement QP produit après l'application de l'hydrogramme unitaire HU2 (Cf. figure 12)

Le modèle GR4 a été appliqué sur plus de 120 bassins versants, de superficie allant de 1 à 4000 km², la plupart du temps à pas de temps journalier. Son concepteur Claude Michel a toutefois adapté le

code pour rendre possible son utilisation au pas de temps horaire, plus adapté à un petit bassin comme Kervidy, ou même au bassin complet de Naizin.

Application au sous-bassin de Kervidy

On cale d'abord le modèle sur les chroniques de janvier 1994 à juillet 1995, qui correspondent à une chronique homogène pour les pluies.

Les critères de calage sont :

- Le critère de Nash appliqué aux débits ³:
$$E(Q) = 100 \left[1 - \frac{\sum (Q_i - C_i)^2}{\sum (Q_i - \bar{Q})^2} \right]$$
 où Q_i est le observé, Q la moyenne

des Q_i et C_i le débit calculé.

- Le critère de Nash appliqué au logarithme des débits ($\ln(Q+\text{constante})$) noté $E(\ln(Q+\text{constante}))$. ce critère permet de privilégier les crues (d'autant plus que la constante est forte).

- Le rapport des volumes calculés sur les volumes observés : $Vol(Cal./Obs.)$

- Le rapport des durées calculée et observée où le débit est supérieur à 4 fois le module : $Crue(Cal./Obs.)$.

- Le rapport des durées calculée et observée où le débit est inférieur au dixième du module : $Etia(Cal./Obs.)$

Les paramètres A, B, C et D sont soumis à une transformation mathématique pour faciliter leur interprétation et la comparaison entre différents jeux de paramètres.

On utilise :
 $a = \ln A$ $d = \ln(1+D)$ si $D > 0$
 $b = \ln B$ $d = -\ln(1-D)$ si $D < 0$
 $c = \ln(C-0.5)$

L'optimisation faite par le modèle conduit à des critères de calage très satisfaisants, mais les crues sont globalement moins bien rendues (jugement à l'oeil) qu'en changeant quelque peu les paramètres correspondant à la capacité du réservoir sol et à celle du réservoir eau-gravitaire. Comme notre but est de reconstituer des crues et de juger de la cohérence globale des données, notamment en période de crue, où l'on veut tester la validité de notre nouvelle courbe de tarage et où les problèmes dans les données sont plus fréquents, on privilégie ce dernier jeu de paramètres.

A titre indicatif, les critères obtenus en validation (sur 1993) avec les paramètres choisis sont :

$E(Q) = 84.7\%$	
$E(\ln(Q+0.1)) = 89.2\%$	$a = 5.04$
$(Cal./Obs.) = 101.2\%$	$b = 5.5$
$Crue(Cal./Obs.) = 664/647$ h	pour $c = 1.25$
$Etia(Cal./Obs.) = 772/2035$ h	$d = -0.09$, indiquant une légère alimentation du sous-bassin par la nappe

3 Une efficience de 100 % correspond à une reconstitution parfaite, une efficience de 0 % signifie que le modèle ne fait pas mieux que la moyenne des débits, et une efficience négative qu'il fait pire !

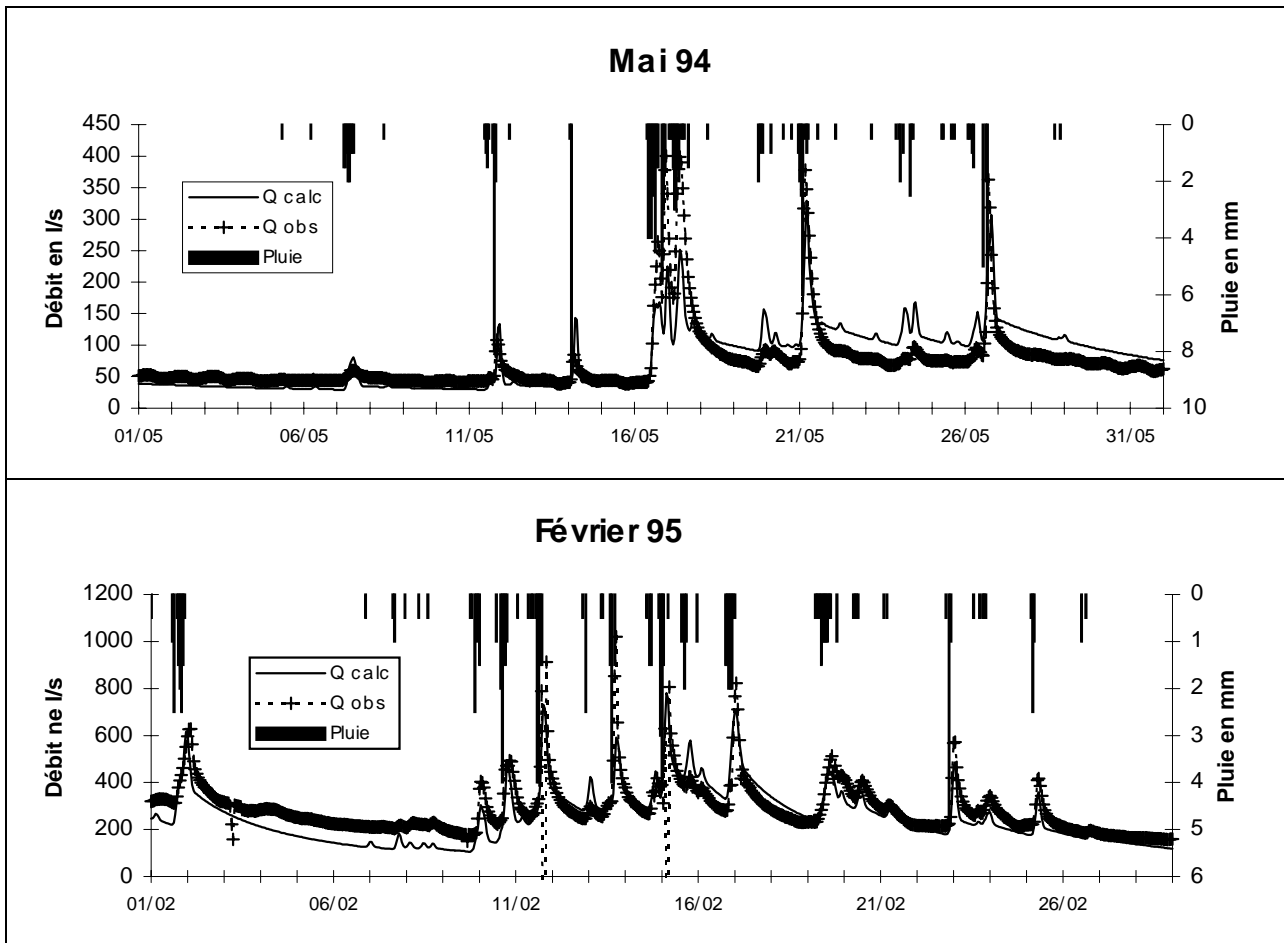


Figure 13 : Exemple de mai 1994 et février 1995

Les exemples montrent que les simulations sont très satisfaisantes, les montées de crue étant généralement très bien rendues. Par contre, on peut observer que le modèle réagit exagérément aux petites pluies, et que les récessions sont trop lentes au début, mais vont trop loin. Une tentative pour changer la loi de vidange du réservoir sol (en modifiant le paramètre α) n'aboutit qu'à une très légère amélioration des récessions, mais dégrade nettement la restitution des crues ; on garde donc la valeur initiale du paramètre α , soit 5.

On remarque aussi qu'en cas de crues qui se succèdent d'assez près (à 2 ou 3 jours d'intervalle), les premières crues simulées sont en général plus faibles que les observées, alors que les dernières sont plus fortes. Ceci reste toutefois très acceptable, et le but n'est pas de simuler exactement des débits, mais de juger de la validité des chroniques dont on dispose.

Il faut noter que les résultats de simulation obtenus avec cette chronique sont bien meilleurs, notamment pour les montées de crue, que ceux obtenus avec les chroniques de débit issues de l'ancienne courbe de tarage (avec des paramètres optimisés pour ces derniers). Cela conforte notre confiance dans cette nouvelle courbe.

Modification de la chronique des pluies en 1993

On a dans un premier temps modélisé l'année 1993 à partir de la chronique de pluie issue du pluviographe de Penvern (Cemagref), avec les paramètres issus du calage sur 1994/1995. Le modèle sous-estime assez nettement certaines crues, plus qu'il ne le fait en 1994-1995. On a donc décidé de « truffer » cette chronique de périodes dépouillées à la main à partir des bandes hebdomadaires du poste de Poul-Er-Moing. Ceci a un peu amélioré les résultats mais, l'automne particulièrement pluvieux n'a pu être corrigé, en raison de l'illisibilité des bandes. Même en début d'année, certaines crues restent sous-estimées. On peut voir à cela deux explications :

- la station de jaugeage venait d'être mise en marche, et il faut un certain temps à une telle installation pour se stabiliser. Le calage effectué sur la période 1994-1995 n'est dans ce cas pas parfaitement adapté.
- on n'a corrigé que les événements pluvieux majeurs, les petites pluies, qui participent à l'alimentation du réservoir sol sont peut-être sous-estimées. La chronique n'est pas homogène avec celle de 94-95, étant en grande partie issue d'un autre pluviographe et les paramètres utilisés ne sont donc sans doute pas optimaux pour l'année 1993.

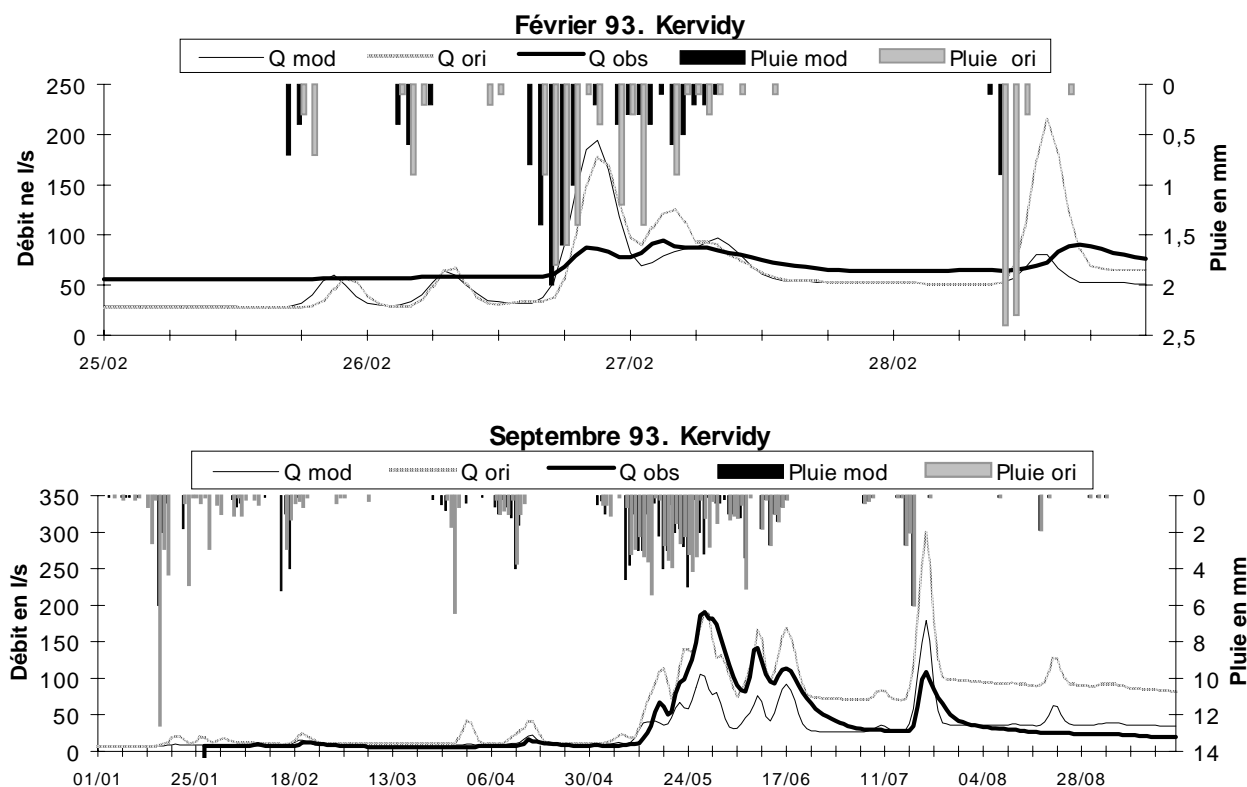


Figure 14 : Exemples de simulations avec les 2 pluies

Cette modification de quelques événements pluvieux nous a permis de juger de la sensibilité du modèle aux entrées, que ce soit en structure ou en volume :

- comme le bassin de Kervidy réagit rapidement, la forme des crues est très sensible à la structure des événements pluvieux (Cf. l'exemple de mars 1993),
- par contre, l'effet d'une augmentation très forte de l'intensité de la pluie paraît limité par la capacité de vidange du réservoir eau-gravitaire. Ainsi le doublement de la pluie très forte du 26 mai 1993 (25 mm) ne suffit pas pour que le débit simulé égale le débit observé.

On peut toutefois s'estimer satisfait de la qualité des simulations obtenues, arguant pour une cohérence des données pluies-débits obtenues sur le sous-bassin de Kervidy. Une observation plus détaillée de la concordance entre débits simulés et observés permet de juger dans une certaine mesure de la représentativité des pluies utilisées (on a vu l'hétérogénéité des pluies journalières sur le bassin, préjugant d'une variabilité encore accrue au pas de temps horaire) ; il faut toutefois tenir compte des imprécisions dues au modèle même, le jugement reste donc relativement subjectif.

Enfin, la mise en oeuvre de GR4h permet également de reconstituer les crues dépassant le seuil de 1200l/s fixé à la courbe de tarage. La courbe simulée se raccordant bien à la courbe observée, on peut supposer que le modèle donne des débits raisonnables.

Une simulation avec les évapotranspirations potentielles journalières mesurées sur le bassin versant n'a apporté aucune amélioration notable par rapport aux évapotranspirations décadaires utilisées dans les autres cas. On continue donc à utiliser ces dernières.

Station de Stimoës

De la même façon, GR4h a été mis en oeuvre sur le bassin total, avec 1994/1995 pour le calage, et 1993 en validation, avec les pluies « corrigées ». Les résultats sont un peu moins bons : on retrouve, exacerbés, les mêmes défauts que sur Kervidy, notamment au niveau des récessions, qui sont très « carrées ».

Les critères obtenus cette fois (en validation) sont :

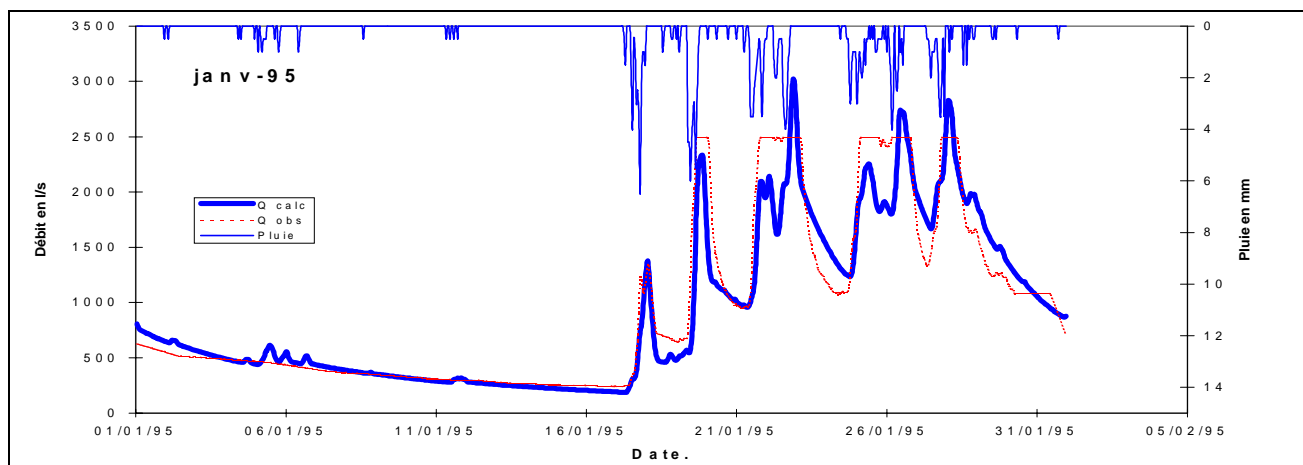
$E(Q)=91.1\%$		$a = 5.07$
$E(\ln(Q+0.1))= 92.6\%$	pour	$b = 6.26$
$Vol(Cal./Obs.)=100.65\%$		$c = 1.81$
$Crue(Cal./Obs.)=774/756h$		$d = 0.50$
$Etia(Cal./Obs.)=62/3652 h$		

La comparaison des paramètres obtenus pour Kervidy et pour Stimoës est cohérente avec les conclusions issues de l'observation des chroniques :

Le bassin de Stimoës réagit pour la même quantité de pluie que Kervidy (capacité du réservoir sol **a** similaire à celle de Kervidy), mais ce bassin soutient mieux les récessions, et est globalement moins nerveux (réservoir eau gravitaire **b** plus grand et fonction de transfert **c** plus lente). Le paramètre **d** positif indique une fuite de l'eau vers une nappe, contrairement au sous bassin de Kervidy qui recevait une légère alimentation ; il s'agit toutefois de paramètres impliquant des flux très faibles, qu'il s'agisse de Kervidy ou de Stimoës.

Globalement, l'allure des hyétogrammes a l'air d'être plus souvent en défaut que sur Kervidy, si l'on en juge à la forme des hydrogrammes simulés par rapport à celle des hydrogrammes observés. On peut interpréter cette déficience par le fait que le pluviographe utilisé est sans doute plus représentatif de la partie amont du bassin, vu sa situation géographique. Il est également possible que Stimoës se prête moins à la modélisation conceptuelle de GR4h que son sous-bassin de Kervidy ; mais il ne présente a priori aucune caractéristique particulière justifiant cette hypothèse.

Les résultats restent néanmoins très satisfaisants. Là encore, GR4h permet de reconstituer les lacunes, et de juger de la cohérence globale des données



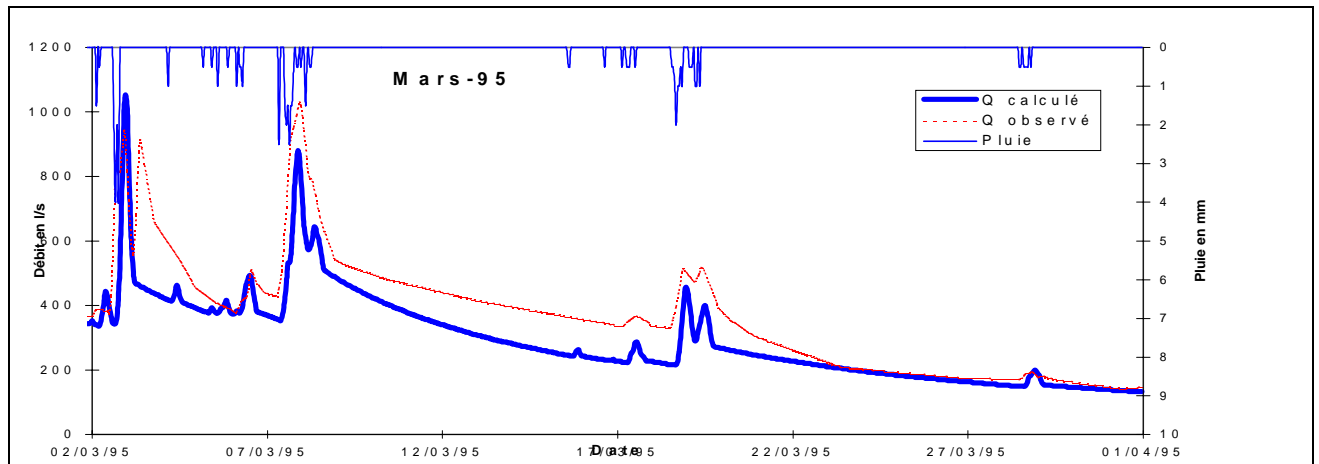


Figure 15 : Résultats de GR4h sur Stimoës

Conclusion

Au total, ces traitements de données ont permis :

- d'une part de découvrir et utiliser nombre des outils disponibles dans la division Hydrologie-Hydraulique du Cemagref de Lyon, tant au niveau du traitement des données que de la modélisation hydrologique conceptuelle (GR4h) ou hydraulique mécaniste (Mage),
- d'autre part d'obtenir un ensemble cohérent de données, préalable nécessaire à une modélisation pertinente.
- enfin, d'acquérir une certaine perception de la validité des données, du fonctionnement hydrologique des deux bassins emboîtés étudiés, et quelques ordres de grandeur sur leur fonctionnement hydrologique.

⇒ Nous disposons maintenant de chroniques pluie-débit « consolidées » de janvier 1993 (février pour la station de Kervidy) à juillet 1995, les traitements effectués et les chroniques ainsi obtenues se validant les uns-les autres. Tout comme pour un modèle, nous ne pourrons de toutes façons jamais montrer que des données sont justes. Au mieux nous échouons à démontrer qu'elles sont fausses ou incohérentes entre elles. Il faut donc se contenter de cette validation des données consolidées « par l'absurde ».

Chapitre 3 : DONNEES COMPLEMENTAIRES

Introduction

Nous présentons ici quelques-unes des études suscitées par le bassin versant du Naizin, les mesures qu'elles ont impliquées, et les interprétations sur le fonctionnement du bassin, ou de certaines de ses parties, auxquelles elles ont donné lieu.

Nous reviendrons sur les résultats présentés ici dans la conclusion de cette partie. Nous y proposerons un schéma du fonctionnement hydrologique du bassin versant, en essayant de juger pour chaque phénomène évoqué de l'importance qu'il peut avoir dans le fonctionnement global du bassin.

Il s'agit des données existantes : il reste donc des lacunes par rapport aux données qui nous seraient nécessaires pour bien cerner le comportement du bassin, que nous analyserons en conclusion ; nous nous contentons ici de présenter les résultats obtenus.

Nous verrons toutefois que l'ensemble de ces données peut donner lieu à diverses explications du fonctionnement hydrologique du bassin versant, suivant les interprétations que l'on privilégie.

Données hydrogéologiques

Le BRGM (Bureau de Recherche Géologique et Minière) étudie depuis quelques années les processus de dénitrification dans les eaux souterraines du Coët-Dan. A cette fin, il a foré plusieurs puits sur le bassin, notamment au lieu-dit de Stimoës, et y suit la piézométrie et les concentrations en ions majeurs ; ces études concernent plutôt le bassin entier de 12 km² que le sous-bassin de Kervidy, mais les connaissances acquises peuvent nous donner des indications aux deux échelles sur le fonctionnement hydrogéologique du bassin (Martelat et Lachassagne, 1995a et b, Pauwels et al., 1996, Pauwels, 1996).

Outre des essais de pompage et des suivis des niveaux piézométriques en hautes eaux et basses eaux, les campagnes de mesure ont concerné la conductivité électrique en différents points du ruisseau, et les concentrations en nitrates et quelques autres anions dans les puits proches du site de Stimoës. Les objectifs de ces études étaient de :

- caractériser les modalités de circulation des eaux souterraines à l'échelle du site de Stimoës et à l'échelle du bassin versant,

- mettre en évidence les relations hydrauliques existantes, à l'échelle annuelle et à celle du site de Stimoës, entre les différentes unités hydrogéologiques d'une part, et entre celles-ci et les eaux de surface d'autre part, notamment par le biais de l'analyse des concentrations en nitrates et des processus de dénitrifications à différentes profondeurs,
- identifier les relations nappe - cours d'eau à l'échelle de l'ensemble du bassin.

Nous ne donnons ici qu'une synthèse rapide des écrits sur le sujet, pour de plus amples détails, on se référera aux rapports cités.

I. Données hydrogéologiques disponibles

I.1. Chroniques existantes

Il existe une trentaine de points d'accès à la nappe (puits d'usage privés, sources ou zones d'émergence de la nappe, forages profonds du BRGM). D'après des renseignements oraux, une partie de ces puits, en particulier ceux implantés dans les zones de source, débordent naturellement en hautes eaux. Le Cemagref suit par ailleurs les niveaux piézométriques dans quelques ouvrages. Quatre chroniques piézométriques sont représentées sur la figure 1, leur nom correspond à celui du lieu-dit où se trouvent les puits correspondants (Cf. carte figurant au chapitre 1).

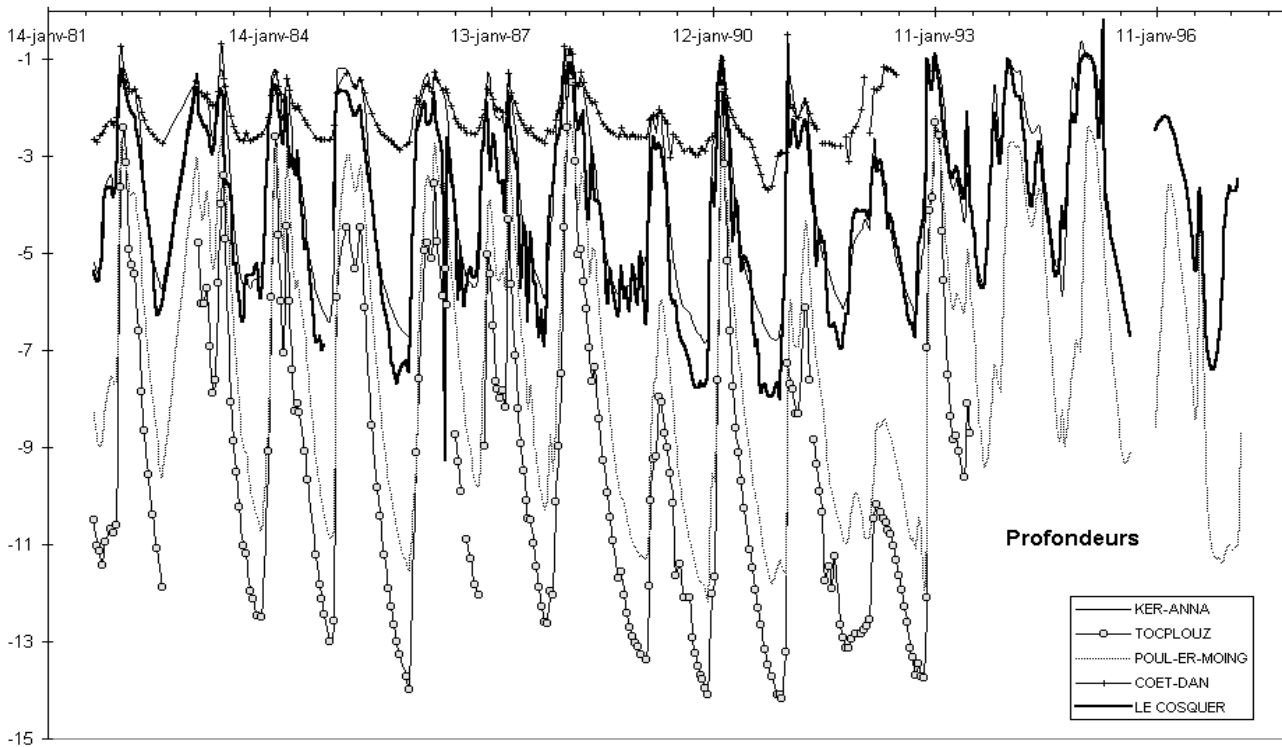


Figure 1 : Chroniques piézométriques du Cemagref

Ces données ne permettent pas l'établissement d'une carte piézométrique : on ne sait ni quelle est la nappe captée (au moins celle des formations superficielles de limons et altérites, mais parfois peut-être une nappe plus profonde), ni si les sites étaient exploités au moment des mesures. Elles autorisent néanmoins quelques remarques :

- Quand le dénivelé entre le niveau du ruisseau le plus proche et le toit de la nappe est inférieur à 10-15 mètres, la profondeur de la surface piézométrique est gouvernée par ce niveau de base que constitue le ruisseau. En pratique, cela signifie que les points d'eau situés à proximité immédiate du Coët-Dan ou de ses principaux affluents présentent un niveau piézométrique fortement dépendant du niveau d'eau dans le ruisseau. La profondeur du niveau piézométrique augmente à mesure que les points considérés sont éloignés du niveau de base.

- au delà de cette valeur du dénivelé, la profondeur du niveau piézométrique de la nappe sous le sol est en moyenne constante, et semble indépendante de l'altitude relative du point de mesure. Néanmoins, la fourchette de variation pour l'ensemble des points considérés est importante et certains points particuliers s'écartent significativement de cette tendance générale. Toutefois le niveau de la nappe mesuré s'écarte peu de celui de la topographie, même à relativement haute altitude (niveau piézométrique à moins de 2 m de la surface en hautes eaux sur l'ensemble des sites).
- l'amplitude des variations piézométriques apparaît, logiquement, comme corrélée à l'altitude relative du point de mesure par rapport au niveau de base le plus proche.

⇒ Ces comportements sont représentatifs d'un milieu globalement peu perméable en profondeur qui ne permet pas un drainage souterrain en saison humide et favorise de ce fait l'établissement du niveau piézométrique à proximité de la surface topographique. Les modalités de fluctuation piézométrique correspondent relativement bien au comportement hydrogéologique général des altérites en contexte de socle.

I.2. Caractérisation du type de perméabilité

Des mesures de débits instantanés au sein des ouvrages ont été menées au cours des opérations de forage : les altérites et/ou le substratum altéré, recoupés sur 13 à 25 m d'épaisseur sur les sites de Kervidy et Villeneuve apparaissent comme peu productives. Les premières venues d'eau significatives sont rencontrées soit au niveau de leur contact avec la roche saine, soit, plus fréquemment, au cœur de celle-ci.

⇒ Ces informations renforcent l'idée selon laquelle, à l'échelle du bassin, le comportement hydrogéologique de l'aquifère est du type altérites, globalement peu perméables mais capacitives, reposant sur un substrat sain, à vocation transmissive. Le caractère discontinu des venues d'eau en son sein suggère qu'il s'agit d'une perméabilité de fractures. Les débits mesurés lors de la forage sur le site de Stimoës sont significativement plus faibles que ceux obtenus sur les deux autres sites de Kervidy et La Villeneuve, et les venues d'eau observées y apparaissent toujours au sein du substratum sain.

II. Présentation et interprétation des résultats

II.1. Période de hautes eaux

Les essais de pompage qui ont abouti à l'estimation des caractéristiques hydrogéologiques du site de Stimoës ont été réalisés au moment des pluies assez exceptionnelles de janvier 1995 : le niveau des eaux était donc très élevé.

Deux groupes d'ouvrages peuvent être distingués à Stimoës : les piézomètres profonds (partie captante inférieure à 15 m de profondeur) et les ouvrages implantés dans les formations superficielles. Les différences de niveau constatées entre ces deux groupes d'ouvrages suggèrent l'existence, au moins en période de hautes eaux, d'un gradient de pression décroissant entre les horizons captés en profondeur et ceux qui sont plus superficiels, impliquant des écoulements d'eau ayant une composante verticale de la profondeur vers la surface. Ce contraste entre les charges hydrauliques des couches profondes et superficielles a encore été observé en février 96, au moment de la deuxième campagne de mesures de « hautes eaux », mais de façon beaucoup moins marquée qu'en janvier 1995.

Ces différences de charge entre les horizons « profonds » et « superficiels » semblent plutôt négatives en sommet de relief (Kermorgan, Le Bandou) et positives en bas de versant (Stimoës, Kervidy). A flanc de coteau (Stimoës hameau), les différences ne sont pas significatives. Le site de Villeneuve semble montrer plutôt des caractéristiques de sommet de versant.

L'interprétation des essais de pompage a demandé l'utilisation de la solution de Hantush et Jacob pour les forages profonds, et d'une solution de Theis pour les forages superficiels (De Marsily, 1981). En d'autres termes, cela revient à supposer une nappe captive réalimentée à partir d'une nappe libre sus-jacente qui percole à travers le semi-perméable qui les sépare. Cette interprétation est cohérente avec la connaissance que l'on a du contexte hydrogéologique connu du site, où une série de schistes sains, surmontée par une

couche d'altération, constituent deux horizons aux caractéristiques hydrodynamiques très contrastées ; l'effet d'éponte* imperméable suggéré par les schémas hydrauliques employés représentant les relations hydrauliques relativement ténues existant entre les fractures des schistes sains et les formations superficielles. Les paramètres des solutions adoptées sont une conductivité hydraulique de l'ordre de 5.10^{-7} m/s et une épaisseur de l'ordre de quatre mètres pour l'éponte semi-perméable, une transmissivité de l'ordre de $1-3.10^{-3}$ m²/s pour la nappe profonde, avec un coefficient d'emménagement de 10^{-3} . La nappe sus-jacente quant à elle aurait une transmissivité de l'ordre de $1-1.5.10^{-3}$ m²/s. Pour certains de ces puits, il faut faire intervenir une limite alimentée, pouvant représenter l'influence du ruisseau proche.

En écoulement naturel, à l'échelle du versant, on distingue un écoulement superficiel suivant la pente du terrain, qui se manifeste (au moins en hautes eaux) par des exurgences le long des talus et un écoulement empruntant le réseau de fractures, en profondeur. Ce dernier induit au voisinage de la rivière des transferts ascendants, liés au contexte morphologique du site, localisés en bas de versant et qui se produisent à la faveur d'une mise en charge de l'aquifère profond. Des remontées d'eau semblent intervenir de la même façon sur le site de Kervidy où les hauteurs piézométriques observées sur 2 ouvrages dans la même période dépassent la cote du sol.

On en conclut qu'en période de hautes eaux, les schistes sains, qui présentent une perméabilité de fissures et de fractures et une faible porosité à l'échelle de l'ensemble du massif, assurent une fonction essentiellement transmissive vis à vis des eaux souterraines captées au sein des forages. Leurs propriétés hydrauliques sont variables dans l'espace. Les formations de surface ont, au contraire des précédentes, une vocation capacitive qui se traduit par l'apparition de phénomènes de drainance au cours des pompages.

A l'échelle du versant, les mesures piézométriques réalisées en période de hautes eaux montrent l'influence de la morphologie et de la structure géologique du sous-sol sur les écoulements naturels. Ils présentent ainsi une forte composante verticale ascendante en pied de versant (cette remarque valant surtout pour la période de très hautes eaux de janvier 1995).

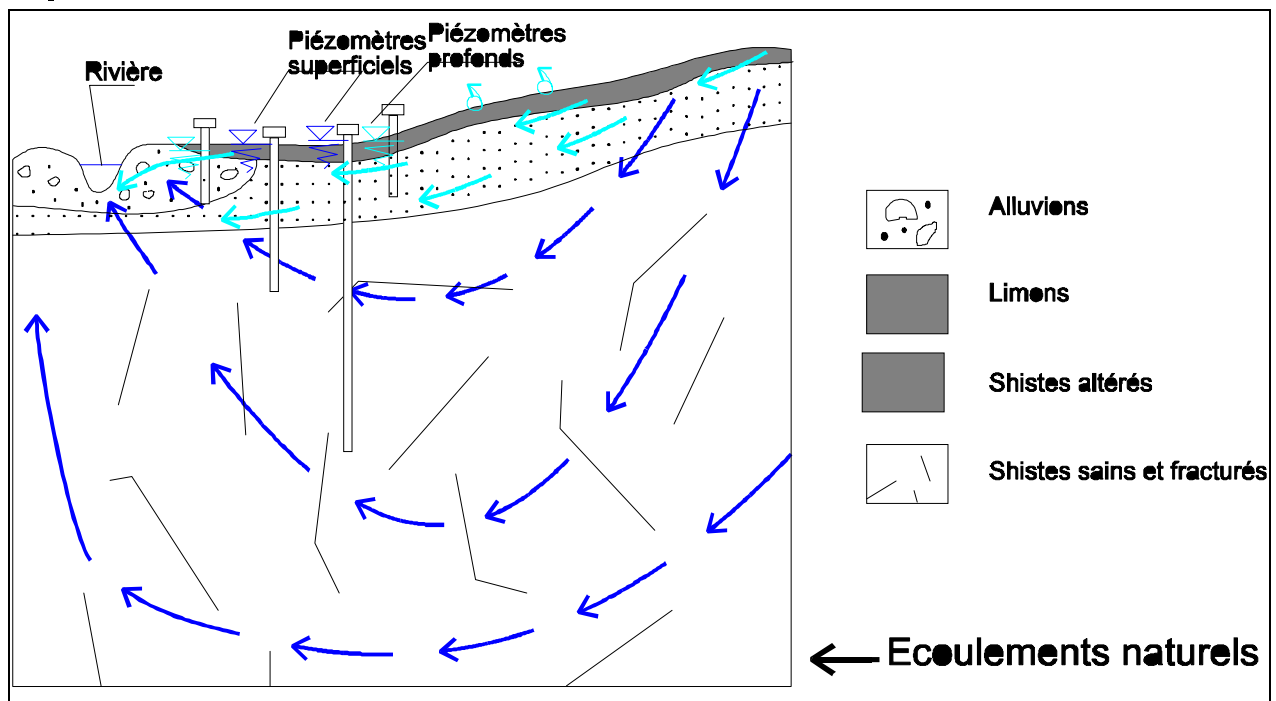


Figure 2 : Schéma de circulation d'eau proposé (Martelat et Lachassagne, 1995a).

II.2. Période de basses eaux

Des campagnes de mesure ont eu lieu en juin et septembre 1995.

Les faibles précipitations de la période estivale ont eu pour conséquences une baisse générale des niveaux piézométriques de l'ordre de 50 cm et l'assèchement total du cours d'eau. Les battements les plus importants entre juin et septembre, bien que modestes (0 à 5 m) semblent être observés pour les puits les plus éloignés des fonds de talweg. Les différences de niveau mises en évidence en hautes eaux entre les différents forages ne sont pas retrouvées. Au contraire, bien que les différences de niveau entre piézomètres soient faibles, les ouvrages superficiels paraissent légèrement moins déprimés que les plus profonds. Au niveau du site de Stimoës, les eaux souterraines que renferment les horizons superficiels (alluvions, limons, schistes altérés) sont vraisemblablement en relation hydraulique avec le niveau de base local que constitue le Coët-Dan sur le site. En revanche, la charge observée dans les forages profonds pourrait être gouvernée en basses eaux par un niveau de base moins local, en l'occurrence celui du Coët-Dan à quelques dizaines ou tout au plus cent ou deux cents mètres en aval du pont menant au site expérimental.

A l'échelle du bassin pourtant, le suivi des conductivités effectué tout au long du ruisseau suggère qu'en étiage, c'est plutôt l'aquifère profond qui contribue au soutien du cours d'eau. Les aquifères superficiels altérés, pour leur part, ont vu leur niveau décliner et s'établir à un niveau proche de celui du cours d'eau, ce qui ne permet guère d'échange.

Dans les zones de sources où les niveaux piézométriques demeurent les plus proches de la surface, les conductivités sont faibles : les sources ne semblent donc pas alimentées par des eaux circulant superficiellement, mais plutôt par des eaux d'origine profonde. En dehors des zones de sources en revanche, les fortes conductivités semblent influencées par la présence de porcheries ou de zones cultivées dans l'environnement des puits, ce qui laisse supposer une alimentation locale par des eaux de circulation superficielle.

En période de basses eaux, il semble donc que l'aquifère profond alimente l'essentiel des écoulements sur le bassin, qui cessent d'ailleurs en général une bonne partie de l'été

II.3. Interprétation des mesures de concentrations de nitrates

Dans les niveaux peu profonds, l'aquifère est fortement contaminé par les nitrates, et les variations saisonnières de concentration ressemblent à celles des eaux de surface. En profondeur, les très faibles teneurs en nitrates s'expliquent en partie par de la dénitrification autotrophe et/ou hétérotrophe. Malgré les échanges entre les niveaux de différentes profondeurs, les variations dans le temps des teneurs en nitrates dans les fluides les plus profonds diffèrent de celles des fluides plus superficiels.

Par ailleurs, les derniers travaux d'analyse géochimique sur le site (Pauwells et Pinault, 1997) incitent à relativiser le rôle des écoulements profonds sur le volume écoulé dans le cours d'eau, même à l'échelle interannuelle (et donc a fortiori pour les événements pluvieux). En effet, il semble que les écoulements souterrains représentent environ 30 % du volume total écoulé dans le ruisseau au niveau annuel. Dans ces 30%, 85% proviennent de l'aquifère peu profond (c'est à dire celui qui est situé dans les schistes altérés) et seulement 15% de l'aquifère profond (correspondant aux schistes sains).

Evapotranspiration potentielle et réelle

On dispose sur le bassin de chroniques climatiques horaires issues de la station météorologique du Toullou qui permettent, à partir des variables mesurées, d'estimer l'évapotranspiration potentielle par l'équation de Penman-Monteith, qui dépend des apports d'énergie par rayonnement et par le pouvoir évaporant de l'air. Cette estimation est ponctuelle à la fois dans le temps et l'espace, or l'évapotranspiration potentielle est un terme éminemment variable.

Des études sur le bocage breton (Guyot et Seguin, 1976) ont montré que cette variabilité spatiale était principalement liée à la variabilité du pouvoir évaporant de l'air. La station de Bioclimatologie de l'INRA de Rennes a mis en place un réseau d'évaporomètres Piche composé de sept points d'observation : cinq le long du transect de pluviomètres qu'on a cité au chapitre précédent, et deux situés à l'amont et à l'aval du bassin (Gascuel-Oudoux et al, 1994).

⇒ Ces mesures font ressortir que le bas fond est plus humide et moins ventilé, alors que le versant a un pouvoir évaporant plus fort. La variabilité se réduit lors des périodes pluvieuses. Cette opposition est nette de l'automne au début de l'été ; entre les mois de juillet et septembre, la variabilité due à l'occupation du sol devient dominante (opposition entre les champs de céréales secs ou récoltés et les prairies, et les champs en plein développement de maïs d'autre part). D'après l'INRA, ce point est spécifique des milieux en agriculture intensive, et demande à être pris en compte puisqu'en moyenne, l'évapotranspiration réelle participe pour plus de 60% au bilan hydrologique.

Ces mesures ou estimations ne donnent toutefois qu'une borne supérieure à l'évaporation réelle sur le bassin qui peut être significativement moins élevée, quand la végétation est peu développée, ou que le profil d'humidité édaphique limite la capacité des plantes à transpirer. Les phénomènes contrôlant l'évapotranspiration sont éminemment variables (dépendant de la végétation, de la présence ou pas de haie protégeant la végétation ou le sol du rayonnement, du vent, de la pluie ...), et la mesure ponctuelle de l'évapotranspiration réelle (qui suppose un protocole expérimental lourd) est difficilement extrapolable à une surface supérieure, plus encore peut-être que pour les autres processus influençant le bilan hydrologique. Si du point de vue théorique, on sait estimer l'évapotranspiration potentielle, la mesure ou la modélisation des échanges réels sol-plante-atmosphère est un problème qui reste ouvert, car on ne sait pas quantifier précisément la résistance d'une plante ou d'un sol à l'évapotranspiration quand c'est l'eau, et non le bilan radiatif, qui est limitant.

Etude du ruissellement diffus

Le ruissellement diffus et les transferts de surface ont donné lieu à plusieurs études, d'une part sur le bassin versant du Naizin, d'autre part sur un versant situé à proximité de la station de l'INRA de Rennes, aux sols similaires, et dont nous assimilerons les résultats à ceux qui auraient été obtenus sur le Naizin, au moins au niveau qualitatif. On en cite ici les principaux résultats, car ces études nous donnent un aperçu de la genèse du ruissellement aux échelles de la parcelle et du versant, et de son importance (faible) dans les écoulements de crue sur le bassin. Les mesures effectuées illustrent particulièrement bien la variabilité spatio-temporelle des caractéristiques de sol influençant le ruissellement, qui varient notablement au cours du cycle cultural, surtout pour l'horizon labouré.

La mesure des caractéristiques de la surface du sol sur une parcelle de maïs à différents moments du cycle cultural (Gascuel-Oudoux et al., 1995) montre que :

- la conductivité hydraulique diminue fortement dans le temps, du début à la fin du cycle cultural. Cette diminution affecte toute la macroporosité du sol qui joue un rôle essentiel dans les processus d'infiltration,
- cette diminution est environ d'un ordre de grandeur sur passage de roue. Même si elle est environ deux fois moins prononcée sans passage de roue, elle reste tout à fait remarquable,
- cette diminution est plus importante à l'aval que sur le versant, ceci d'autant plus que l'on se situe sur passage de roue.

Après un cycle cultural complet, le versant est plus hétérogène encore qu'après avoir été travaillé. En effet, le passage des engins agricoles pour la récolte advient à un moment où l'humidité édaphique est forte, il s'agit donc d'une période propice à un tassement du sol. Comme ce tassement est d'autant plus important que le sol est humide, les concavités en bas de versant sont plus tassées et donc plus

sensibles au ruissellement, à moins qu'elles ne soient reprises par un travail du sol ou une mise en culture.

Les variations de la conductivité dans le temps et l'espace s'expliquent aussi par d'autres considérations que celles liées au passage d'engins agricoles :

- d'une part la distribution spatiale des zones d'érosion et dépôt dans le versant induit différents types de croûtes de battance selon la topographie,
- d'autre part, des régimes hydriques différents dans le versant conduisent, au cours des cycles d'humectation et de dessiccation, à des processus de prise en masse dans l'horizon de labour d'amplitudes différentes selon la topographie.

Le suivi du ruissellement et des transports solides selon une méthode qui intègre les hétérogénéités spatiales du versant (Cayot, 1993, Cros-Cayot, 1996) apporte divers enseignements :

- le ruissellement dépend de la chronologie relative des pluies et des états de surface du sol,
- le ruissellement est nul tant que la croûte de battance n'est pas développée. Il est faible et réparti aléatoirement lorsque l'intensité des pluies est moyenne et qu'une croûte de battance est en formation. Il y a alors redistribution de l'eau au sein de la parcelle. Il est 5 à 10 fois plus important si les intensités de pluie dépassent un certain seuil (5 mm/h), et ceci malgré un couvert végétal bien développé,
- les volumes ruisselés dépendent de la situation dans la pente : les volumes augmentent avec la longueur de la pente amont, quand la pente est régulière (3%), mais l'augmentation n'est pas proportionnelle ; ils sont faibles, voire nuls dans la partie concave de la pente,
- ils présentent pour un même niveau de pente une variabilité importante : on peut penser que le ruissellement diffus présente des chemins privilégiés, relativement aléatoires d'un épisode à l'autre, suivant de nombreux facteurs tels que les caractéristiques des épisodes pluvieux et l'évolution de la surface (activité biologique, fissuration).

Ce suivi permet de distinguer trois périodes majeures, sur des versants dont la partie aval est toujours concave :

- au cours du printemps, la croûte structurale n'est pas formée, et le ruissellement est nul, quelques soient l'intensité et le volume de la pluie. Les premiers ruissellements apparaissent préférentiellement à l'amont des versants, favorisés par les caractéristiques physico-chimiques de couches de surface,
- au cours de l'été, les précipitations sont rares, mais de forte intensité (épisodes orageux). Le ruissellement, qui peut être conséquent, est hortonien ; il dépend essentiellement des caractéristiques physico-chimiques du sol, et de l'intensité des averses : les seuils d'apparition varient donc avec les sites. On distingue de plus deux cas suivant la pédologie de la partie concave (aval) du versant : si le sol de surface est sain, le bas de versant est une zone privilégiée d'infiltration de l'eau et de dépôt des particules, si le sol est hydromorphe, la zone aval est une zone de transferts vers le cours d'eau,
- au cours de l'automne et de l'hiver, les précipitations sont plus fréquentes, mais moins intenses, et le ruissellement, usuel, est un ruissellement hortonien associé à un ruissellement par saturation. La couche labourée est plus ou moins tassée suivant la topographie du versant dominant la zone de suivi, et peut en partie expliquer la part « hortonienne » du ruissellement. L'importance de ce dernier dépend cette fois également de l'humidité des couches superficielles du sol. Quant aux bas de versant, saturés, ils n'ont qu'un rôle de transfert et non plus d'infiltration comme en été.

Il faut nuancer ces résultats, essentiellement obtenus sur la parcelle expérimentale de l'INRA située à proximité de Rennes, et non sur le Naizin ; ils ne sont en effet pas totalement transposables. Il semble notamment, au vu des relevés analogues qui y ont été effectués, que le ruissellement est plus rare sur le Naizin (Cayot, 1996. Abrassart, communication personnelle). On peut toutefois noter que :

- l'évolution de l'état de surface au fil de l'année culturale, et l'opposition amont/aval (équivalent pour les bassins sur lesquels les expériences ont été menées à une opposition

convexité/concavité), interdisent de considérer le versant comme un système homogène et/ou invariant dans le temps

- les facteurs déclenchant le ruissellement varient au fil de l'année, suivant l'état du sol : intensité de la pluie, volume total de l'averse, combinaison des deux ...
- la composition chimique de l'eau de pluie et de l'eau prélevée dans le ruissellement sont proches. Par contre la composition de l'eau de crue en diffère sensiblement (Cf. paragraphe suivant), ce qui suggère que l'eau contribuant à l'épisode de crue de façon rapide passe ailleurs (écoulement subsurfacique, par macropores, effet piston ... ?)

Géochimie et traçage isotopique

Le bassin de Kervidy a également donné lieu à des traçages isotopiques et analyses géochimiques, afin de décomposer les hydrogrammes de quelques crues et d'identifier les différentes composantes de l'écoulement au cours de ces événements (Juan Torres, 1994 ; Morisson, 1994 ; Durand et Juan Torres, 1996). Les principes des analyses géochimique (technique des End Members Mixing Analysis - EMMA - notamment) et isotopique sont rappelés dans la Partie I, Chapitre 3 ; on donnera ici simplement les principaux résultats des études menées.

Les analyses effectuées permettent d'identifier quatre composantes (« end-members ») contribuant aux écoulements du sous-bassin de Kervidy :

- l'écoulement de base, que l'on assimile à l'eau plus ou moins profonde de la nappe¹,
- l'eau événementielle, assimilée à un écoulement superficiel,
- l'écoulement hypodermique (les auteurs entendent par ce terme approximativement l'écoulement dans la couche pédologique) dans la zone saturée de bas fond²,
- l'écoulement hypodermique dans le versant.

★ L'écoulement subsurfacique des versants n'a lieu que pendant les épisodes pluvieux. Néanmoins, la composition de l'écoulement de base est très différente de celle du sol de la zone humide. Elle présente par contre des similarités avec la composition de la nappe peu profonde (4 à 10 m) échantillonnée par le BRGM.

★ La plus grande part de l'écoulement de crue provient d'eau pré-événementielle. Dans cette eau pré-événementielle, la contribution de la zone riveraine peu profonde est dominante. L'eau souterraine, qui fournit une part importante de l'écoulement de base est remplacée par de l'eau peu profonde pendant la crue. L'eau venant de la subsurface des versants atteint le réseau hydrographique peu après les autres contributions (quelques heures).

★ L'importance relative des différentes composantes au cours des événements de crue varie fortement avec les conditions initiales. Ainsi par exemple, la part de l'eau événementielle est d'autant plus importante que le stock d'eau sur le bassin versant est moins élevé ; ceci suggère que l'effet piston domine quand le bassin est humide. De même, la contribution du versant semble augmenter quand le stock en eau diminue, ce qui peut être interprété comme la conséquence d'un écoulement rapide des macropores vers les fossés, puis le ruisseau, dont la part relative augmente quand l'effet piston diminue.

A titre d'exemple, l'analyse d'un événement le 11 mai 1994 conduit, pour la décomposition de l'hydrogramme de crue, à :

- 41% d'eau souterraine,
- 37% de la contribution du versant,
- 10% pour la zone riveraine
- 10% d'eau « neuve »

¹Nous ne savons pas s'il s'agit de la nappe située dans les schistes sains, ou dans les altérites.

²Les auteurs emploient donc ici le terme d'écoulement hypodermique dans un sens différent du nôtre (qui désigne l'écoulement advenant dans les tous premiers centimètres de sol).

alors qu'en janvier 1994 on trouve environ 30% pour la contribution de la zone riveraine et 20% pour la contribution du versant.

Les auteurs insistent toutefois sur l'incertitude qui entache ces interprétations : le modèle utilisé est sensible à l'incertitude sur la composition des End Members quand ils sont proches de la composition du ruisseau, ce qui est particulièrement le cas en conditions humides, la signature des différentes composantes n'étant pas assez marquée. Ils concluent donc que l'analyse de mélange des End Members ne peut être considérée comme une validation définitive des hypothèses testées, l'analyse de sensibilité effectuée montrant qu'on pourrait sortir de la gamme du raisonnable.

Par ailleurs, le suivi des concentrations des ions majeurs dans une source située au Nord Ouest du bassin suggère une origine phréatique assez profonde. En effet, les teneurs des différents éléments servant à l'analyse géochimique varient peu, le flux reste constant même en été et les teneurs sont proches de celles de la nappe (représentée par l'écoulement de base).

Apports de la télédétection

Enfin, le Naizin a également servi de support à des suivis de l'humidité du sol par télédétection soit de façon globale à l'échelle du versant (Normand et al., 1994 ; Cognard-Plancq, 1996), soit de façon spatialisée (Merot et al., 1994)³.

L'approche spatialisée nous semble plus intéressante pour notre démarche. Le suivi de l'humidité du sol (dans les couches 0-5 cm et 5-10 cm) permet de voir que l'humidité est peu variable spatialement et proche de la capacité au champ sur les versants (entre 30 et 35 %), et qu'elle est plus élevée et très variable dans les bas-fonds, là où la différence d'altitude avec le ruisseau est inférieure à 5 m (entre 60 à 70 % dans le talweg)⁴. L'indice de Kirkby, utilisé par TopModel (Saulnier, 1996) et basé uniquement sur la topographie ne suffit pas à expliquer ce comportement, il faut également prendre en compte les propriétés physiques des sols. Ceci est corroboré par une autre application de TopModel sur le bassin (Gineste, 1998), qui montre des différences entre les zones saturées simulées par le modèle et celles issues de l'analyse d'images radar ERS-1.

Conclusion

Ces sources de données diverses nous permettent une approche par petites touches de ce que peuvent être le bassin versant du Naizin et son comportement hydrologique. Nous reviendrons sur l'ensemble de ces données pour en tenter une synthèse en conclusion.

Auparavant, le chapitre qui suit présente les données relatives aux sols du bassin. Il nous a en effet semblé préférable de consacrer un chapitre entier aux sols, compte tenu de la diversité des données qui s'y rapportent, et surtout de l'importance cruciale que celles-ci acquièrent dans une démarche de modélisation à base mécaniste. Une interprétation du fonctionnement du bassin à ce niveau, sans s'appuyer sur les connaissances relatives aux sols serait nécessairement partielle, et nous préférons donc attendre la conclusion pour aborder cette phase de synthèse⁵.

³ Les images Radar ERS-1 utilisées dans cet article ont été acquises tous les 3 jours de janvier à mars 1992, et tous les 35 jours d'avril à décembre 1995.

⁴ Les campagnes de mesure ont été effectuées les 18 février et 24 octobre 1992, et les 27 janvier et 3 septembre 1993. Il s'agit ici de mesures d'humidité à partir d'échantillons prélevés au champ.

⁵Par ailleurs nous avons préféré présenter les données relatives aux sols en dernier lieu, afin de mieux comprendre leur influence sur le comportement hydrologique du bassin, en s'appuyant notamment sur les connaissances relatives à l'hydrogéologie.

Chapitre 4 : PEDOLOGIE ET CARACTERISTIQUES HYDRODYNAMIQUES DES SOLS

Introduction

I. Problématique

Comme nous l'avons déjà évoqué (annexe 1), l'étude des sols se heurte à plusieurs types de difficultés, que nous pouvons classer en trois grandes catégories :

- la diversité des approches utilisées, qui complique les échanges entre des spécialistes des sols issus de disciplines différentes,
- la large gamme d'échelles nécessairement considérées pour caractériser un sol, qui découle en grande partie de :
- la variabilité spatiale et temporelle de ses propriétés, quelle que soit l'échelle considérée.

Ces difficultés, que nous allons détailler un peu plus avant, rendent ardue une description des sols adaptée à notre problématique. Cette description est pourtant essentielle : le passage ou non de l'eau dans les différents compartiments du sol conditionne la réponse hydrologique du bassin versant, tant du point de vue de l'importance de la genèse des différentes composantes de l'écoulement que de la qualité de l'eau. On verra dans la suite de ce mémoire que l'incapacité à décrire correctement le fonctionnement des sols, a été un des points d'achoppement majeurs de ce travail.

Les principales échelles d'investigation sont :

- l'échelle microscopique, du pore ou de la particule minérale,
- l'échelle macroscopique, qui va de la motte de sol à la placette pédologique, la parcelle ou le transect de tensiomètres,
- l'échelle mégascopique de la séquence pédologique, de l'unité de paysage ou du versant.

La variabilité spatiale se manifeste à toutes les échelles, qu'il s'agisse de celle de la particule de sol, de la motte, de l'horizon pédologique, du développement de profil ou de la séquence pédologique (ou de la parcelle, si on se place du point de vue de l'agronome), tant à l'intérieur des entités de base qu'on définit usuellement qu'entre elles.

La démarche habituelle consiste, en passant à l'échelle supérieure, c'est à dire en agrégeant les entités caractérisant le niveau inférieur, à négliger l'hétérogénéité des entités constituantes et à les décrire comme un tout homogène, au risque de n'en plus donner qu'une description incomplète, et parfois insuffisante pour l'usage que l'on veut en faire. Du point de vue de l'hydrologie, on se heurte ainsi souvent (notamment dans le cas des sols où la macroporosité fonctionnelle est développée, Partie I, Chapitre 3) à des déviations par rapport au comportement que l'on pourrait attendre d'un sol au vu des

caractéristiques moyennes auxquelles cette démarche agrégative conduit : il faut alors revenir à un volume inférieur et tenir compte de l'hétérogénéité qui s'y manifeste pour pouvoir interpréter les observations.

En fait, il n'existe pas d'échelle privilégiée, même pour un sol donné, où l'on puisse négliger l'hétérogénéité du niveau inférieur et considérer que l'on manie des grandeurs intrinsèques du milieu le caractérisant parfaitement, du moins avec les descripteurs utilisés actuellement. Cet échec provient sans doute en grande partie de la haute non linéarité de l'équation d'écoulement en milieu non saturé, le passage par des paramètres moyens ne permettant pas de représenter la synergie des processus.

Il convient également de ne pas négliger la variabilité temporelle des systèmes étudiés, notamment dans le cas de sols cultivés. Les pratiques agricoles et les événements climatiques qui leur succèdent induisent des modifications significatives des variables d'intérêt (par exemple au niveau de la structure des mottes, de la conductivité hydraulique de la couche labourée, de la porosité de la zone racinaire, ou encore des caractéristiques de la surface).

Une autre difficulté majeure est liée à la diversité des approches possibles pour aborder un sol.

A titre d'exemple, à l'échelle intermédiaire de la placette pédologique, les critères descriptifs d'un horizon sont essentiellement :

- pour la pédologie : la texture, la structure, la couleur, le degré d'hydromorphie, la teneur en matière organique, le degré de lessivage, l'origine du sol (dégradation du substrat sous-jacent, alluvion, colluvion) ...
- pour l'agronomie : la réserve utile en eau, la facilité de pénétration des racines, le taux et la stabilité structurale des argiles, la teneur en matière organique, la faune et micro faune du sol, la capacité au champ, le caractère éventuellement battant de la surface ...
- pour l'hydrologie : les courbes de rétention en eau et de conductivité hydraulique en fonction de la pression capillaire, les caractéristiques de la surface (battance, rugosité). Si l'on s'intéresse de surcroît à la qualité de l'eau, on retrouve les critères descriptifs de l'agronome, ainsi que les pourcentages d'eau mobile et immobile (en première approximation). La macroporosité est également un caractère déterminant de la réponse d'un échantillon de sol à une entrée d'eau (pourcentage, connectivité, type de macroporosité : de fissure ou de pore).

Les critères énoncés dans ces différents ensembles sont liés, mais ne sont pas strictement équivalents, et la description qu'un pédologue fait d'un sol ne sera pas suffisante pour l'hydrologue (et réciproquement). Ainsi, du point de vue des caractéristiques hydrodynamiques des sols, la variabilité intra-horizon est parfois plus importante que la variabilité entre les caractéristiques moyennes de deux horizons différents pour le pédologue, et qui ne le seront donc pas pour l'hydrologue.

Il n'est de surcroît pas trivial de traduire, par exemple, un « horizon éluvial rédoxique » en une courbe de conductivité hydraulique en fonction de la pression capillaire et les nombreuses données accumulées sur les sols d'un bassin versant ne sont souvent pas exploitables par un membre d'une autre spécialité que celui qui les a acquises, par manque d'outils et de méthodes permettant de passer d'un ensemble de données à l'autre. Ces méthodes sont d'ailleurs peut-être impossibles à construire, au moins dans l'état actuel des connaissances sur les sols, tout comme on ne sait pas pour l'instant passer des caractéristiques physiques des sols à leurs caractéristiques hydrodynamiques.

On se base le plus souvent sur la description pédologique du terrain : d'une part ce sont les études les plus courantes, d'autre part les critères essentiellement visuels ou tactiles utilisés permettent une délimitation « naturelle » des différents développements de profil sur la zone étudiée. Les limites ainsi définies ne sont toutefois pas forcément celles qui sont pertinentes pour l'hydrologue ou l'agronome (dans une moindre mesure). Cette discrétisation est de surcroît forcément arbitraire : la transition entre les différents horizons pédologiques et les différents développements de profil (tant du point de vue de la pédologie que des caractéristiques hydrodynamiques de sols) est le plus souvent éminemment continue, les limites entre les entités de discrétisation étant par là même assez floues.

De surcroît, les méthodes utilisées en pédologie ne permettent guère de rendre compte de la spécificité des sols cultivés, qui se caractérise entre autres, comme on l'a vu, par la présence d'une semelle de labour plus ou moins imperméable, d'un horizon labouré aux propriétés

souvent très contrastées par rapport à celles du reste du profil de sol. Ces sols présentent de plus souvent une variabilité spatiale (traces de roues par exemple) et temporelle (phénomène de battance en surface, tassement de l'horizon cultivé conduisant à une diminution forte de la conductivité hydraulique et de la capacité de rétention en eau) exacerbée par rapport à celles des sols naturels.

II. Objectifs

On s'intéresse ici à la description des sols du point de vue de leur fonctionnement hydrologique, et on se placera aux échelles intermédiaires de la placette pédologique et du transect d'une centaine de mètres de long, qui sont les échelles auxquelles on dispose de données sur le bassin de Naizin, et qui nous semblent le plus adaptées pour appréhender le fonctionnement hydrologique de ce dernier.

Il s'agit essentiellement pour la suite de caractériser les différents développements de profil et leur distribution, à une échelle compatible avec la description que l'on veut faire du fonctionnement hydrologique du bassin versant, par l'intermédiaire d'un modèle distribué à base physique (Cf. Partie I, Chapitre 3), c'est à dire en utilisant des mailles de 100 à 1000 m² environ.

On cherche donc à construire :

- d'une part, pour chaque horizon pédologique présent sur le bassin, une courbe de rétention et une courbe de conductivité hydraulique en fonction de la pression capillaire,
- d'autre part une description de la surface du bassin en termes de développements de profils, caractérisés par une succession d'horizons pédologiques, et la profondeur de chaque horizon.

Chaque développement de profil est constitué d'un certain nombre d'horizons d'une profondeur donnée, un horizon étant caractérisé par ses courbes de rétention en eau et de conductivité hydraulique ainsi que par la description de la macroporosité ; on oubliera pour l'instant les paramètres influant sur la qualité de l'eau. On limitera autant que possible le nombre de développements de profils à utiliser pour représenter correctement la réponse du bassin versant, afin de simplifier la démarche de modélisation d'une part, et de ne pas introduire une précision factice d'autre part.

On s'attachera toutefois, au niveau de l'exploitation de chaque ensemble de données, à distinguer les informations pouvant expliquer le comportement hydrodynamique des sols étudiés mais qui ne s'expriment pas par le biais des seules caractéristiques hydrodynamiques, somme toute très mathématiques et réductrices.

Cette description sera nécessairement incomplète, compte tenu des difficultés exposées plus haut. Ramener à quelques paramètres un système aussi complexe que la couverture pédologique d'un bassin versant, comme l'impose la mise en œuvre d'un modèle hydrologique, fut-il élaboré, est nécessairement réducteur.

III. Données disponibles

Les sols du bassin du Coët-Dan ont fait l'objet de nombreuses mesures et descriptions ; on dispose notamment :

- d'une carte pédologique (Gourru, 1992) construite suivant la « méthode tarière 4 critères » (Rivière et al., 1989) couramment utilisée en Bretagne, qui décrit un sol par son type de développement de profil, sa couleur, le substrat, le degré d'hydromorphie,
- de l'étude de deux séquences pédologiques situées vers l'aval du sous-bassin de Kervidy, les horizons identifiés dans ce transect ayant fait l'objet de mesures de leurs caractéristiques hydrodynamiques : courbe de rétention en eau, conductivité hydraulique à saturation, sorptivité à différentes succions (Widiatmaka, 1994),
- de la description d'un transect d'une centaine de mètres, situé près du Mercy (Sud-Ouest du sous bassin de Kervidy), en termes de pédologie « classique », de conductivités hydrauliques

mesurées à de faibles succions, et de chroniques de tensiométrie (pendant l'automne 1995 de façon automatique, et à une fréquence bi-hebdomadaire pour le reste de l'année 1995),

- de quelques expériences d'infiltration et de ruissellement sur de faibles surfaces et dans les horizons superficiels, avec de l'eau fortement chargée en bleu de méthylène et/ou en Rhodamine BT, permettant essentiellement de visualiser les écoulements rapides dans de gros pores.

Il peut sembler curieux d'intégrer des données de tensiométrie ou de traçage dans un chapitre portant sur les sols. Rappelons toutefois que nous ne nous intéressons pas ici à la pédologie pour elle-même, mais pour ce qu'elle peut nous apporter sur le fonctionnement hydrologique du bassin. Dans ce contexte, des chroniques de tensiométrie ou des expériences de traçage, même grossières comme celles que nous décrirons, sont riches en enseignements sur le comportement des sols vis à vis des écoulements et de la rétention en eau, d'autant qu'elles correspondent à une échelle intégrant un volume de sol relativement large, et peuvent donc nous apporter des connaissances complétant les mesures plus classiques et plus ponctuelles dont nous disposons par ailleurs.

On verra que les différentes données disponibles sont parfois contradictoires, et que l'extrême variabilité des mesures, pour un même horizon, complique notablement la tâche d'interprétation.

Nous donnons dans les paragraphes qui suivent les résultats bruts des différentes études menées sur les sols du Naizin ; nous reviendrons ensuite sur leur cohérence, les réserves qu'il faudra éventuellement émettre, la synthèse que l'on peut en tirer : les démarches et les protocoles expérimentaux variant avec les auteurs, cela n'aurait guère de sens de présenter ensemble d'emblée les résultats des différents travaux relatifs à un même aspect des sols ; nous préférons en tenter une synthèse à la fin de ce chapitre.

Carte pédologique

I.1. Méthodologie

La carte pédologique du Naizin (Gourru, 1992) a été obtenue par un échantillonnage libre, et un tracé des limites sur le terrain. Pour chaque sondage effectué, on décrit la succession des horizons rencontrés, et leurs caractéristiques : nature de l'horizon ; profondeur d'apparition et de disparition de cet horizon ; abondance et type de matière organique ; texture ; charge en éléments grossiers ; compacité ; couleur de la matrice ; couleur, abondance et contraste des taches par rapport à la matrice ; abondance et état des racines ; abondance et taille des concrétions. Ces informations sont ensuite « résumées » par le biais de la codification « 4 critères » déjà citée. C'est elle qui est utilisée pour bâtir la carte pédologique.

Nous donnons ici les conclusions essentielles de ce travail très fourni¹ :

★ Dans l'ensemble, les sols rencontrés sont des sols bruns, des sols bruns faiblement lessivés et plus ou moins dégradés, ou des sols d'apport. Les types de développement de profil correspondants sont :

¹ 1 Les horizons pédologiques cités sont :

L : Horizon de labour

S : Horizon structural

E : Horizon éluvial

BT : Horizon textural

C : Roche mère et altérites (On ne note pas ici le degré d'hydromorphie de la roche mère, il peut en fait s'agir de C, Cg ou CG)

Code	Développement de profil	Superposition d'horizons
B	Sol brun	L - S - C
C	Sol brun faiblement lessivé BT en profondeur, avec un pourcentage d'argile par rapport au E multiplié par (1,3-1,8)	L - E beige homogène - BT - C
D	Sol lessivé faiblement dégradé. Début blanchiment sous la couche labourée	L - E beige pâle à blanc taché - BT - C BT quelques langues de dégradation
E	Sol dégradé, blanchi limoneux sous le labour	L - E blanc homogène - BT langues de dégradation - C

Tableau 1 : Nomenclature "4 critères"

★ Le taux de matière organique dans les horizons de surface varie entre 2,5 et 5 %, et les sols présentent globalement une forte acidité d'échange. Ce sont des sols assez classiques en Bretagne.

★ Le schiste tendre est le substrat largement dominant bien que le schiste gréseux apparaisse très souvent à l'est du bassin versant. Les altérites hydromorphes de schiste sont très fréquentes dans les zones de bas-fond.

★ L'étude permet d'identifier six horizons type de surface (différant par leur degré d'hydromorphie, la teneur en matière organique), onze horizons type intermédiaires (différant par la couleur de la matrice, l'abondance et le contraste des taches, la texture) et trois horizons type profonds.

Nous ne présentons pas ici ces horizons, qui seront pour la plupart décrits au paragraphe suivant, et nous contentons de donner les intervalles de conductivité à saturation, pour lesquelles l'auteur insiste toutefois sur l'absence de répétition des mesures :

- de 5 à 20 cm/h pour les horizons de surface (1.4°-5 à 5.5°-5 m/s)
- de 5 à 12 cm/h pour les horizons de type Bt (1.4°-5 à 3.3°-5 m/s)
- de 2 à 5 cm/h pour les horizons de type E (5.5°-6 à 1.4°-5 m/s)
- de 0 à 2 cm/h pour les horizons dégradés (0 à 5.5°-6 m/s)

1.2. Unités cartographiques

La grande variété des sols conduit à une carte comprenant 214 pages cartographiques individualisées, réparties entre 144 unités cartographiques (en appliquant la typologie « 4 critères »). Pour faciliter l'interprétation de la carte, ces unités cartographiques ont été regroupées en 13 unités synthétiques (Gourru, 1992), en fonction de leur ressemblance et/ou de leur abondance. Nous les énumérons car nous les utiliserons plus loin :

Unité carto-graphique	Description	Terminologie « 4 critères »	Surface en ha
Sols bruns ou faiblement lessivés sans hydromorphie			
G1	Sols bruns, sans tache d'oxydoréduction, de moins de 60 cm de profondeur	N.B4	207
G2	Sols bruns ou bruns faiblement lessivés, sans tache d'oxydoréduction, de 60 à 80 cm de profondeur	N.B3 N.C3	156
G3	Sols bruns ou bruns faiblement lessivés, sans tache d'oxydoréduction, de plus de 80 cm de profondeur	N.BC1	140
Sols bruns ou faiblement lessivés peu hydromorphes			
G4	Sols bruns, tâches d'oxydoréduction peu abondantes entre 40 et 80 cm de profondeur, de moins de 80 cm de profondeur	Nx3B4	17.1
G5	Sols bruns ou bruns faiblement lessivés, tâches d'oxydoréduction peu abondantes entre 40 et 80 cm de profondeur, de 60 à 80 cm de profondeur	N3C3	232
G6	Sols bruns ou bruns faiblement lessivés, tâches d'oxydoréduction peu abondantes entre 40 et 80 cm de profondeur, de plus de 80 cm de profondeur	N3C2	176
Sols avec une forte hydromorphie			
G7	Sols bruns ou bruns faiblement lessivés, tâches d'oxydoréduction abondantes à plus de 40 cm, de 40 à 100 cm de profondeur	N5C3	67
G8 à G12	On y regroupe les sols lessivés hydromorphes ou sols alluviaux hydromorphes, chacun couvrant une surface de l'ordre de 30 ha	NT6D2, NT6D2, NT6E2 V7V 2ou4.	

Tableau 2 : Unités cartographiques

NB : Les surfaces indiquées concernent la carte pédologique effectuée sur le bassin de 12 km², et non sur le sous-bassin de Kervidy.

A titre d'exemple, le sol N3C2 désigne, dans la terminologie « 4 critères » un sol développé sur schiste (N), avec des tâches d'oxydoréduction entre 40 et 80 cm (3). Le développement de profil correspond au code C, et s'étend à plus de 80 cm de profondeur (2)

La carte des sols montre un aspect « en patchwork » très marqué : quel que soit le versant observé, il ne semble pas y avoir de toposéquence nette, ou du moins aussi longue ou aussi nette que ce que l'on aurait pu attendre, que ce soit au niveau des successions de développement de profil, ou de la profondeur des sols. Cela provient sans doute de l'interaction des différents facteurs influant sur les caractères des sols : substrat, climat, érosion, topographie, dont on ne sait pas démêler l'influence.

Pour quantifier cette impression visuelle, l'auteur a tenté de caractériser les voisinages les plus fréquents entre deux groupes de sols et conclut que :

- la délimitation entre les sols hydromorphes et les sols peu ou pas hydromorphes est très nette,
- les sols hydromorphes (c'est à dire ceux pour lesquels une hydromorphie de forte intensité apparaît entre 40 et 80 cm) sont essentiellement localisés dans les bas-fonds, montrant que l'hydromorphie est surtout d'origine topographique,
- la distribution des sols peu ou non hydromorphes dans les versants semble peu liée à leur position dans la pente ; les toposéquences semblent plus marquées pour les sols hydromorphes. Pour ces derniers, le passage d'une plage à une autre s'accompagne essentiellement de changements sur les critères « intensité de l'hydromorphie » et/ou « épaisseur de sol ».

I.3. Horizons pédologiques

Si l'on revient maintenant aux horizons pédologiques constituant les sols, afin d'analyser la variabilité des successions d'horizons au sein des unités cartographiques définies, on constate une grande variabilité qui rend difficile d'affecter à chaque unité cartographique un développement de profil donné.

Dans l'objectif d'une modélisation du fonctionnement hydrique des sols, il faudra donc trancher entre l'affectation à chaque unité cartographique d'un développement de profil donné, malgré la variabilité observée des développements de profil rattachés à cette unité (sans même parler de la variabilité inhérente à chaque horizon pédologique), ou la prise en compte de cette hétérogénéité spatiale, par une méthode qui reste à déterminer.

⇒ Compte tenu de ces conclusions, on peut s'interroger sur la pertinence de la codification « 4 critères » pour une modélisation hydrologique. Peut-être serait-il plus judicieux d'analyser, avant de définir les unités cartographiques, le comportement hydrique de chaque horizon et chaque développement de profil, et alors seulement procéder à des regroupements entre développements de profil aux comportements similaires.

Fonctionnement hydrique des sols

Le travail présenté au paragraphe précédent a permis l'obtention d'une carte pédologique dont l'intérêt, pour ce qui nous concerne, est conditionné d'une part par l'aptitude de la carte à représenter la variabilité spatiale des propriétés morphologiques des sols, d'autre part par les possibilités de prédiction des caractéristiques physiques du sol par l'observation de sa morphologie (Gascuel-Odoux et al., 1994). Le premier point a déjà été en partie traité par l'analyse de la variabilité des successions d'horizons pédologiques au sein d'une même unité cartographique ; ce paragraphe nous renseignera sur le deuxième, puisqu'on y étudie les caractéristiques hydrodynamiques des horizons pédologiques identifiés sur deux toposéquences situées à l'aval du sous-bassin de Kervidy (Widiatmaka, 1994).

I. Analyse structurale des toposéquences étudiées

Les deux toposéquences étudiées se situent de part et d'autre du ruisseau, sur deux versants qui se font face, afin de rendre compte de la diversité du paysage sur le bassin. La toposéquence de gauche (située vers le lieu-dit du Mercy) présente un dénivelé de 15 m pour une longueur de 500 m. La pente est presque nulle sur le plateau de l'amont pour passer à environ 3% sur le versant avant le raccordement au bas-fond. Le versant droit quant à lui a un dénivelé de 11 m pour une longueur de 440 m, avec une pente régulière (2,5%).

L'étude de ces transects débute par une analyse structurale (Humbel 1984, cité dans Widiatmaka 1994) qui permet d'une part d'identifier les horizons pédologiques majeurs, et d'autre part de comprendre les processus de pédogénèse ayant conduit à ces toposéquences. Cette analyse permet d'identifier deux systèmes :

- un système associant des sols bien drainés et des sols hydromorphes et dégradés,
- un système colluvio-alluvial, qui n'a pas été étudié plus avant dans ce travail. On le trouve plutôt sur la partie aval du bassin versant.

La même analyse, menée sur un bassin sur granite, avait permis d'identifier les mêmes systèmes, manifestement répandus en Bretagne.

Nous donnons ici les différents horizons identifiés, que nous retrouverons tout au long de ce chapitre, puis au cours du travail de modélisation :

1. l'ensemble des altérites : schiste altéré bien drainé à matrice limoneuse (C), schiste altéré rédoxique (Cg) et schiste altéré réductique (CG),
2. l'ensemble des horizons limoneux d'altération : horizon limoneux d'altération bien drainé (HS1) et horizon d'altération brun (HS2),
3. l'ensemble des horizons limoneux bien drainés :
 - l'horizon labouré bien drainé (L),
 - l'horizon éluvial (E),
 - l'horizon éluvial enrichi en matière organique Eh,
 - l'horizon structural aluminique (Sal),
 - l'horizon illuvial (BT),
4. l'ensemble des horizons hydromorphes et/ou dégradés
 - l'horizon labouré rédoxique (Lg),
 - l'horizon éluvial rédoxique (Eg),
 - l'horizon éluvial albique (Ea),
 - l'horizon illuvial rédoxique (BTg),
 - les horizons illuviaux hydromorphes et dégradés 1 et 2 : (BTgd1) et (BTgd2).

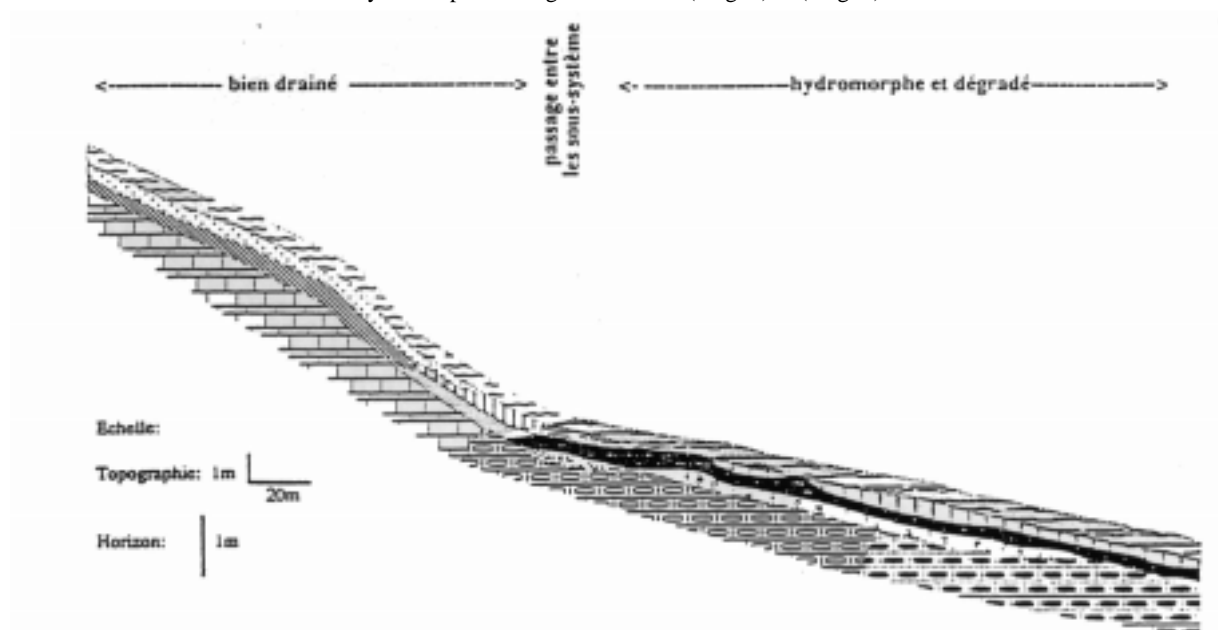


Figure 1 : Toposéquence étudiée (d'après Widiatmaka, 1994)

La séquence principale du Mercy développe deux sous-systèmes, constitués essentiellement de quatre grands types de sols :

- un sous-système bien drainé, qui comprend un sol bien drainé, et un sol bien drainé lessivé, marqué par l'existence d'horizons lessivés et d'horizons d'accumulation,
- un sous-système hydromorphe et dégradé, constitué d'un sol lessivé hydromorphe et d'un sol lessivé hydromorphe et dégradé.

Dans le système sain, les horizons L et Sal sont présents tout au long du domaine. E se généralise à l'aval, mais est discontinu à l'amont. L'horizon BT est également irrégulier. Le substrat C est uniforme.

Dans le système hydromorphe, Lg est présent tout au long du domaine. Ea et BTgd1 sont présents dans la majeure partie, alors que BTgd2 est présent surtout au milieu du sous-système. CG est le substrat à l'aval, Cg à l'amont.

Entre les deux sous-systèmes, le passage est explicitement marqué par l'apparition des horizons rédoxiques Eg et BTg.

L'étude des transitions entre ces différents sols nous renseigne sur la pédogenèse et nous permet de comprendre la logique de l'agencement des horizons et leurs liens de « parenté » ; les horizons se différencient sous l'effet de trois processus dominants : les transferts de matière sous forme particulaire, l'hydromorphie, et la dégradation des argiles. Le transfert de matière se développe au sein du système bien drainé, où il est essentiellement vertical. La différenciation des horizons s'effectue suivant le degré d'hydromorphie, qui provoque la redistribution du fer puis la dégradation.

L'hydromorphie semble ici gouvernée par la topographie (alors que pour l'étude similaire menée sur granite, elle semblait d'origine lithomorphe) ; elle se développe toujours à partir de la base des horizons limoneux.

Cette analyse permet de tempérer quelque peu l'aspect aléatoire que semblait présenter la succession des développements de profil sur le bassin, à l'issue du travail de cartographie cité au paragraphe I : la transition entre deux horizons est déterministe, que ce soit verticalement ou horizontalement. Toutefois, l'étendue de ces transitions, qui dépend de multiples facteurs, est variable, et conduit à des successions de développement de profil fort nombreuses et difficilement prévisibles a priori. On ne sait donc pour l'instant qu'expliquer les toposéquences observées, pas les prévoir à partir des caractéristiques topographiques et géologiques d'un versant d'intérêt.

Par exemple, dans une pente concave, on a des successions verticales de type Sal-E, Sal-E-Eg, Sal-Eg (si on omet les horizons L et Lg)² alors que dans une pente convexe, la totalité de l'horizon Sal se transforme en horizon E avant l'apparition de l'horizon Eg : on n'a pas alors de contact direct entre Sal et Eg, et on a les successions : Sal-E, Sal-E-Eg, E-Eg.

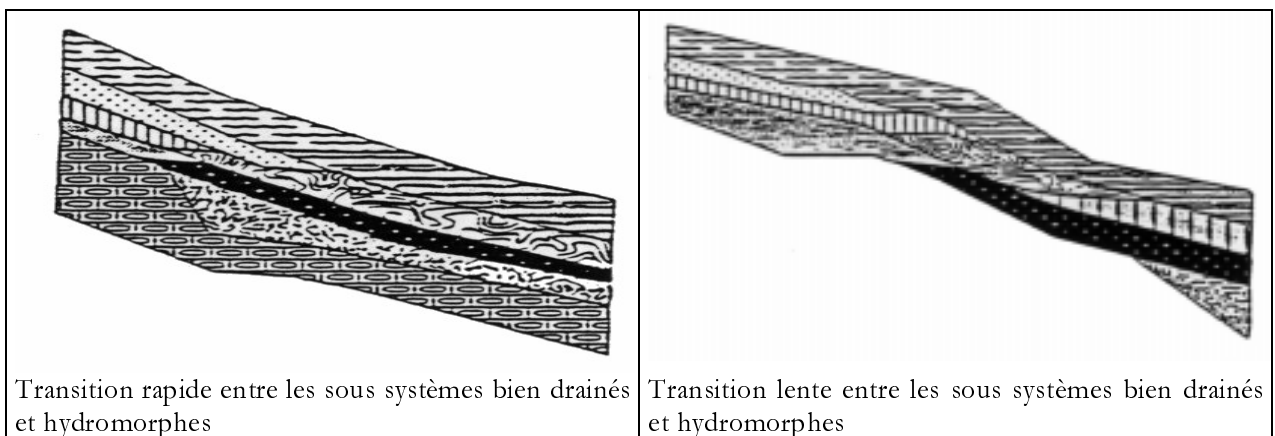


Figure 2 : Deux types de transition entre les domaines bien drainé, et hydromorphe dégradé (d'après Widiatmaka, 1994).

² La pédologie a souvent tendance à négliger ces horizons, sans doute à cause de leur caractère très artificiel, lié aux traitements dont ils sont l'objet. On soupçonne pourtant que leur rôle est déterminant dans le comportement hydrique d'un sol.

II. Caractéristiques hydrodynamiques des horizons

Les caractéristiques hydrodynamiques des principaux horizons identifiés sont étudiées par l'intermédiaire de trois paramètres : la conductivité hydraulique à saturation, la courbe de rétention en eau, la sorptivité à différents potentiels de succion. Nous abordons ces points un à un, avant de passer aux regroupements d'horizons que préconise l'auteur dans l'objectif d'une modélisation s'appuyant sur le comportement hydrique des sols. Sauf mention contraire, les résultats de ce paragraphe sont issus de Widiatmaka (1994).

II.1. Conductivité hydraulique à saturation

Celle-ci a été effectuée, pour chaque type d'horizon, avec un nombre de répétitions variant suivant l'horizon étudié :

- sur des échantillons cylindriques de 8 cm de diamètre et 5 cm de haut, par un perméamètre : on sature complètement l'échantillon en l'immergeant pendant 30 heures, puis on le soumet à un gradient hydraulique constant pendant 25 heures (décroissant vers le haut, afin de limiter l'entraînement de particules). On mesure le flux résultant à intervalles de 2 heures, en retenant les 3 dernières valeurs pour calculer la conductivité.
- sur des échantillons cube de 20*20 cm, que l'on insère dans des coffrages en ciment afin de préserver l'intégrité de l'échantillon :
 - une première mesure est faite sur le terrain (l'échantillon repose donc sur le sol sous-jacent, le résultat est appelé par la suite K_{sat} « attaché ») en imposant une charge constante de 1 cm d'eau grâce à un système de Mariotte (Bouma et al., 1976, cité dans Widiatmaka, 1994) : on mesure le temps nécessaire pour l'infiltration d'un volume d'eau constant, et on poursuit les mesures jusqu'à obtention d'un taux d'infiltration stable.
 - une mesure analogue est faite au laboratoire, l'échantillon étant évidemment détaché du sol sous-jacent ($\Rightarrow K_{sat}$ « détaché ») : on mesure le taux d'infiltration et le flux sortant, et on poursuit l'expérience jusqu'à ce que les deux flux soient stables.

Nous insistons tant sur ces protocoles pour montrer la grande variété des méthodes possibles pour déterminer K_{sat} , qui conduit à une toute aussi grande variabilité des résultats, ne serait-ce que parce que la taille des échantillons varie, entre les échantillons cube ou cylindrique, ou parce que les échantillons cube peuvent comporter des pores qui ne sont pas connectés à ceux de l'horizon sous-jacent : les K_{sat} « attaché » seront donc vraisemblablement plus faibles que les « détaché ».

Le suivi des courbes d'infiltration dans le temps montre que l'on peut distinguer deux types d'horizons :

- ceux pour lesquels les volumes infiltrés croissent de façon linéaire avec le temps,
- ceux pour lesquels la courbe d'infiltration présente un aspect par palier, faisant apparaître une alternance de conductivités faibles et fortes. Comme il s'agit le plus souvent d'horizons bien drainés, l'auteur (Widiatmaka, 1994) suppose que ce phénomène est dû à l'obstruction puis au débouchage de macropores tubulaires. Les parties plates des courbes renseigneraient alors sur la conductivité de la microporosité, et les parties plus pentues sur celles de la macroporosité.

Cette hypothèse est confortée par la différence plus marquée pour ces horizons (essentiellement L, Sal et BT) entre les mesures de K_{sat} en « attaché » et en « détaché », qui refléteraient la mise en fonction de pores précédemment obturés par l'horizon sous-jacent, quand on exporte l'échantillon. L'analyse des relations entre la porosité, (notamment la porosité fonctionnelle par marquage au bleu de méthylène), et la conductivité à saturation conforte l'hypothèse que cette dernière est essentiellement due à la structure plus qu'à la texture des échantillons. Les pores fonctionnels (identifiés par le fait qu'ils sont marqués au bleu) sont quasi exclusivement des chenaux de diamètre supérieur à 0.5 mm ; les pores de diamètre compris entre 0.1 et 0.5 mm et les fissures de largeur supérieure à 0.5 mm -très peu nombreuses par ailleurs, sauf dans l'horizon BT-, ne semblent pas contribuer à cette macroporosité fonctionnelle. L'horizon L n'a malheureusement pas été soumis à cette étude.

L'horizon BTgd d'un bassin sur granite a par ailleurs fait l'objet d'une étude par analyse d'image, afin de caractériser les chemins préférentiels d'écoulement (Hallaire et Curmi, 1994) : la porosité efficace est

marquée au bleu de méthylène, l'ensemble de la porosité étant imprégné par une résine fluorescente. Cette étude conclut que le transfert de l'écoulement est déterminé plus par la forme des macropores que par leur taille, et que les canaux biologiques, même gros, n'autorisent pas le mouvement d'eau dans la colonne entière, alors que les fissures, parce qu'elles sont verticales et constituent un réseau continu, sont des chemins préférentiels effectifs³ pour des coupes en travers de l'échantillon. Notons toutefois que ce travail, dont la conclusion peut paraître contredire les résultats du marquage au bleu sur les horizons de notre bassin, a été effectué sur un horizon différent (hydromorphe dégradé), et un échantillon de taille inférieure à celle des cubes étudiés (9 cm de diamètre pour 25 cm de haut).

Dans le cadre d'un autre travail (Llados Soldevila, 1997), des échantillons d'horizons pédologiques similaires, mais situés légèrement différemment sur le bassin (Cf. paragraphe 3) ont fait l'objet, au laboratoire, de mesures de conductivités hydrauliques saturées verticales et horizontales. Le protocole est le même que celui utilisé par Widiatmaka (1994), d'abord sur les échantillons verticaux (de 20*20*20 cm), puis en décoffrant les côtés correspondant à l'amont et l'aval de l'échantillon et en recouvrant ceux correspondant à la surface et la base de l'échantillon.

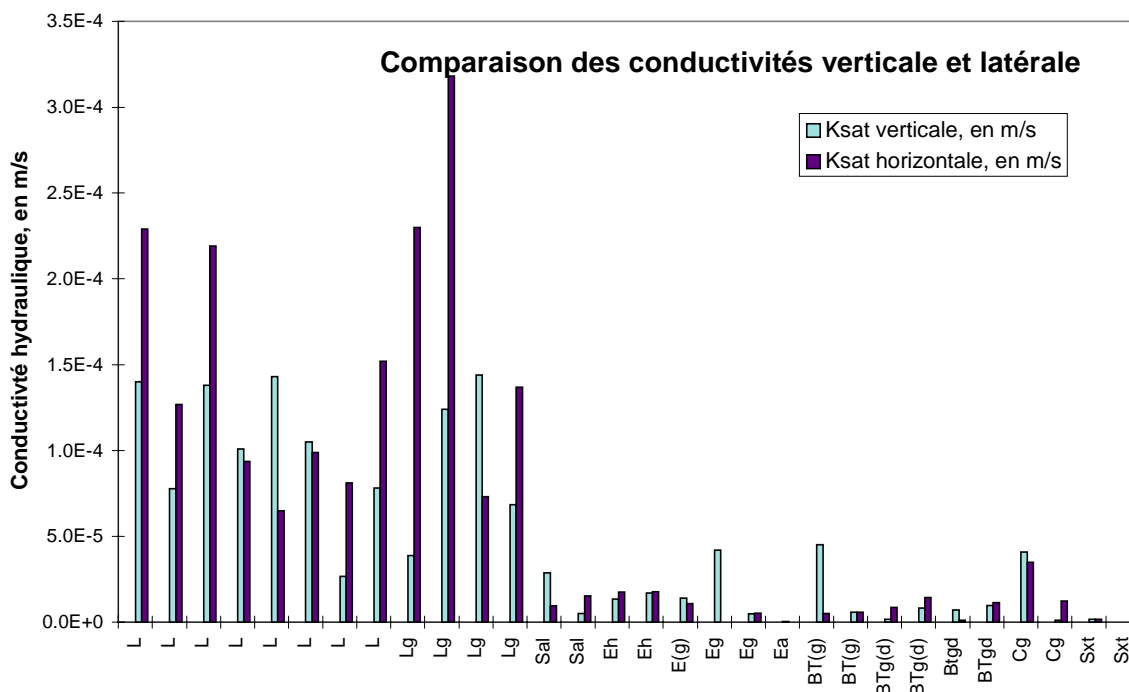


Figure 3 : Comparaison des conductivités à saturation verticale et horizontale (par échantillon)

Les résultats sont portés dans les deux dernières colonnes du tableau 3. L'auteur conclut que, même si les conductivités latérales des horizons de surface sont légèrement plus élevées que les conductivités verticales, l'anisotropie n'est pas très marquée, et qu'on peut la négliger. Notons que, bien que les procédures utilisées soient théoriquement les mêmes, les conductivités déterminées par cet auteur sont souvent d'un ordre de grandeur plus élevées que celles déterminées par Widiatmaka. Les conductivités mesurées pour les horizons BTgd et Cg1 sont nettement plus élevées à celles mesurées par Widiatmaka, et les placent dans les horizons assez conducteurs, ce qui surprend au vu de leurs caractéristiques morphologiques.

Ces différences sont-elles dues au fait qu'il s'agit d'échantillons différents, d'un expérimentateur différent ? Elles excèdent souvent largement la variabilité intra-horizon mesurée par Widiatmaka.

On peut craindre que les échantillons utilisés aient un peu trop souffert, au cours des multiples manipulations dont ils ont fait l'objet. Toutefois, ceci aurait plutôt tendance à les tasser, et à réduire la fraction grossière de la porosité, et par là même leur conductivité à saturation, plutôt qu'à l'augmenter. Cela nous interroge toutefois sur la pertinence des mesures de conductivités latérales effectuées.

³ La limite entre tube et fissure est ici fixée par un indice d'élongation $(\text{périmètre})^2 / (4 \cdot \pi \cdot \text{surface})$

Nous donnons une synthèse des mesures, afin d'illustrer la perplexité où l'on se trouve quand on doit choisir une valeur de conductivité à saturation et une seule pour caractériser un horizon :

Auteur :	Widiatmaka										Llados Soldevila		Zida	
Horizon	Conductivité cylindrique		Cube attaché				Cube détaché				Ksat verticale	Ksat latérale	Ksat extrapolée	
	Moy	CV ⁴	Global	CV	Micro	Macro	Global	CV	Micro	Macro				
Ag														1.3 ^{e-4}
Lg											9.38 ^{e-5}	1.9 ^{e-4}	2.1 ^{e-5}	
L	4.2 ^{e-5}	95	2.4 ^{e-5}	39	1.0 ^{e-5}	4.4 ^{e-5}	2.9 ^{e-5}	123	2.3 ^{e-6}	4.2 ^{e-5}	1.01 ^{e-4}	1.33 ^{e-4}	6.5 ^{e-6}	
Sal	2.6 ^{e-5}	148	1.5 ^{e-5}	169	1.3 ^{e-5}	2.7 ^{e-4}	3.8 ^{e-5}	205	5.2 ^{e-6}	2.5 ^{e-4}	1.69 ^{e-5}	1.24 ^{e-5}	2.7 ^{e-6}	
BT [BT(g)]	2.9 ^{e-5}	190	1.4 ^{e-5}	135	1.0 ^{e-6}	2.5 ^{e-4}	1.7 ^{e-5}	82	1.4 ^{e-6}	1.3 ^{e-4}	2.55 ^{e-5}	5.44 ^{e-6}	1.1 ^{e-6}	
E [Eh]			1.6 ^{e-6}				3.8 ^{e-6}				1.53 ^{e-5}	1.77 ^{e-5}	4.6 ^{e-6}	
Eg			8.0 ^{e-7}				1.6 ^{e-6}				1.4 ^{e-5}	1.08 ^{e-5}	4.6 ^{e-6}	
Ea	2.7 ^{e-6}	82	1.0 ^{e-6}								5.39 ^{e-7}		6.4 ^{e-7}	
BTg [BTg(d)]			6.3 ^{e-6}								9.35 ^{e-7}	4.33 ^{e-6}	2.7 ^{e-6}	
BTgd1	5.1 ^{e-6}	110	1.7 ^{e-6}	105			2.8 ^{e-6}	100			2.11 ^{e-5}	2.37 ^{e-5}	6.4 ^{e-7}	
BTgd2	7.3 ^{e-6}	76												
HS	1.7 ^{e-6}	110	4.5 ^{e-6}	152			2.7 ^{e-6}	121						
CG [Cg]	3.3 ^{e-6}	32	1.3 ^{e-6}	111			5.3 ^{e-7}	89			2.11 ^{e-5}	2.37 ^{e-5}	6.4 ^{e-7}	

Tableau 3 : Récapitulatif des conductivités hydrauliques mesurées par horizon pédologique.

Les conductivités sont en m/s. Les horizons pédologiques indiqués entre crochets sont ceux correspondant aux échantillons de Llados Soldevila et M. Zida, que l'on a comparés aux échantillons de Widiatmaka situés dans la même case du tableau, car ils nous semblaient les plus proches du point de vue pédologique.

Pour les conductivités « micro » et « macro » correspondant aux parts de la conductivité que l'on attribue respectivement à la micro et à la macroporosité, on s'est contenté d'indiquer la moyenne, le nombre d'échantillons n'étant pas assez élevé pour qu'un coefficient de variation ait un sens.

Les moyennes employées sont des moyennes arithmétiques, plus simples à manier que des moyennes géométriques. Elles ont toutefois peut-être tendance à moins mettre en évidence les différences entre échantillons, et à conduire à des coefficients de variations plus faibles : la différence de conductivité entre deux échantillons du même horizon est souvent d'un ou deux ordres de grandeur, ce que ne reflètent pas les coefficients de variation obtenus.

Si l'on se base sur le type de mesure, il semble que la conductivité des échantillons cubiques « attaché » soit la plus représentative du fonctionnement effectif d'un horizon donné, puisque cette méthode est celle qui perturbe le moins l'échantillon, et que l'on pratique la mesure sur le terrain. De surcroît, les échantillons cylindriques sont d'un volume restreint (251 cm³ contre 8000 cm³ pour les échantillons cubiques) que l'on peut craindre trop faible pour être représentatif.

⁴ CV : Coefficient de variation = racine carrée de la moyenne du carré de l'écart à la moyenne

C'est donc ces conductivités « attachées » que l'on utilisera ; il restera à trancher si l'on prend explicitement en compte la macroporosité ou si l'on se contente d'une conductivité moyenne. Plus exactement, on respectera l'ordre des horizons obtenu par cette conductivité « attaché » et la différence d'ordres de grandeur entre la conductivité des différents horizons. Par contre, on s'autorisera à varier la valeur nominale, compte tenu de l'énorme variabilité observée au sein d'un même horizon, d'une part pour le même expérimentateur, et d'autre part pour des expérimentateurs différents.

La très forte variabilité des mesures au sein des mêmes horizons conduit à ne retenir que deux groupes d'horizons du point de vue de la conductivité hydraulique à saturation :

- les horizons bien drainés : L, Sal et BT
- les horizons dégradés et/ou hydromorphes E, Eg, Ea, BTg, BTgd, HSg, (C, Cg, CG)

Notons que, de façon rassurante, toutes les mesures qui pouvaient paraître étonnantes pour un échantillon donné d'un horizon donné ont toujours pu être interprétées par l'auteur en observant la structure particulière de cet échantillon. Le problème est que l'on ne sait pas pour l'instant caractériser cette variabilité de la structure au sein du même horizon, et par là même celles de ses propriétés hydrodynamiques, sauf à imaginer une campagne de mesures titanesque.

II.2. Conductivités hydrauliques sous faible succion

Les échantillons ayant donné lieu aux mesures de conductivités à saturation verticales et latérales ont également été soumis à des mesures de conductivités hydrauliques sous faible succion. La méthode employée est celle du TRIMS (annexe 1), à environ 1 et 15 cm de profondeur dans l'horizon, en découpant le premier cm de l'horizon.

Ces mesures ont été menées sur certains des horizons constituant le transect étudié par Widiatmaka (1994), mais sur des échantillons situés ailleurs sur le bassin. Compte tenu de la variabilité déjà mentionnée de la conductivité hydraulique à saturation au sein d'un même horizon pédologique, que l'on peut craindre de retrouver au niveau de la conductivité non saturée, les résultats de ces mesures seront plutôt utilisés comme des ordres de grandeur que comme des valeurs nominales à utiliser ensuite dans les éventuelles modélisations à venir du transect précité.

Nous ne donnons ici que les enseignements majeurs de cet ensemble de mesures :

- En général, les coefficients de variation des flux infiltrés sont d'autant plus forts que les succions sont faibles (et donc les flux mesurés élevés). Il y a toutefois quelques exceptions.
- Il n'y a pas par contre de lien net entre les flux infiltrés et les coefficients de variation : on aurait pu penser que les horizons les plus conducteurs étaient ceux où la variabilité était la plus prononcée, il n'en est rien (en termes relatifs tout au moins).
- Les résultats relatifs à l'horizon Ag⁵ sont sujets à caution : cet horizon est tellement perméable qu'il n'a pas été possible d'y établir un régime permanent d'infiltration : les flux infiltrés dont on dispose, quoique très élevés, sont donc sous-estimés, et n'ont à notre avis pas grand sens. On peut toutefois retenir que cet horizon présente un comportement particulier.

Les mesures de conductivité hydraulique sous faible succion ont été effectuées avec 6 points de mesure sur environ 2m². Les succions imposées sont de -6, -30, -60 et -120 mm, on attend à chaque fois l'établissement d'un régime permanent.

⁵ Ag est l'équivalent de l'horizon labouré en zone non cultivée (hydromorphe ici, sinon il s'agit de d'un horizon A).

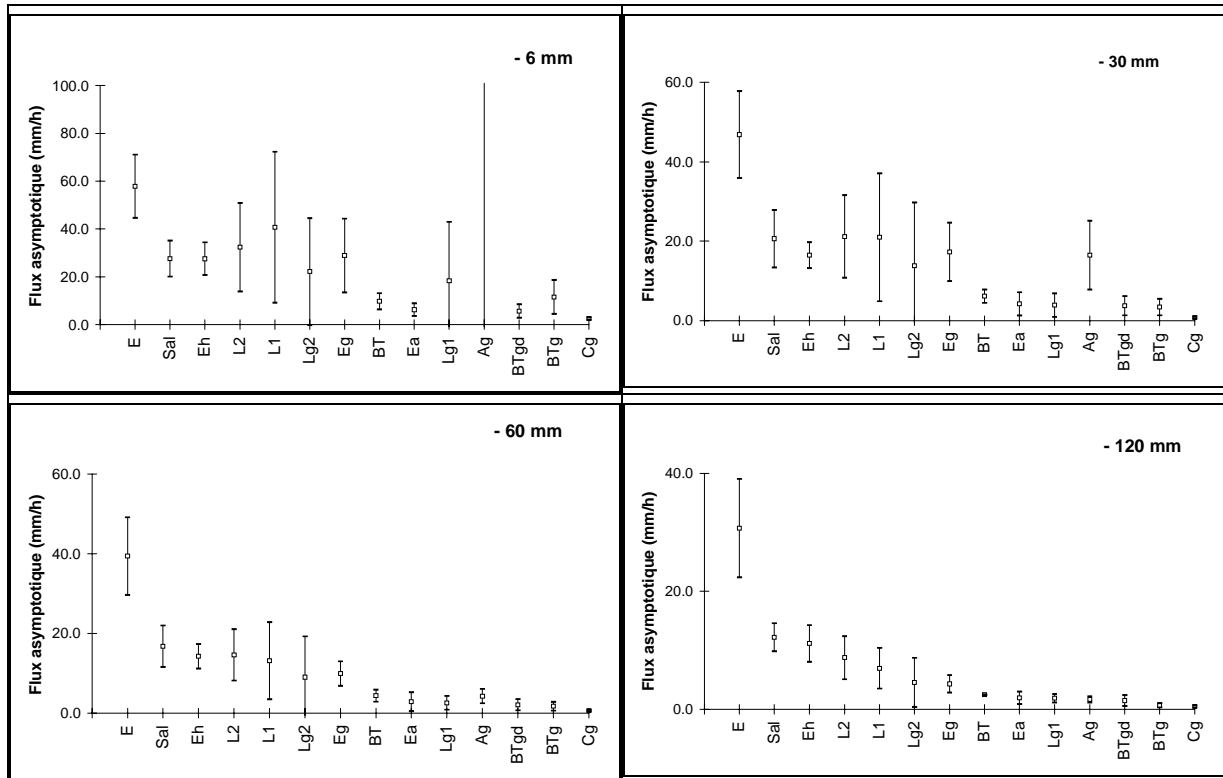


Figure 4 : Flux infiltrés sous faible succion et écart type (par échantillon)

Pour préserver la lisibilité du graphique correspondant à une succion de - 6mm, on n'a pas utilisé une échelle appropriée pour l'horizon Ag, pour lequel le flux infiltré est de 300 mm/h, avec un écart type de 320 mm/h, c'est à dire un ordre de grandeur de plus que les autres horizons les plus conducteurs.

- Le passage des flux infiltrés aux conductivités hydrauliques a été effectué par l'application de l'équation de Wooding (Ankeny et al., 1991). Comme nous l'avons déjà souligné (annexe 1), celle-ci suppose des hypothèses fortes sur les sols (notamment une conductivité hydraulique décroissant exponentiellement avec la succion imposée), et peut conduire à des résultats incohérents. On aboutit effectivement à des résultats surprenants : ainsi, alors que les horizons L1, L2, Sal, Eh, E(g) et Lg2 présentaient des flux infiltrés du même ordre de grandeur pour des succions de -6 et -30 mm, les conductivités inférées aux mêmes succions sont beaucoup plus variables. L'ordre même des horizons change. On considérera donc ces conductivités avec prudence dans la suite, en n'en tenant compte qu'à titre indicatif pour l'établissement des fonctionnelles $K-\psi-\theta$.
- Alors que les flux infiltrés mesurés croissent grossièrement de façon exponentielle en diminuant la succion appliquée, certaines des conductivités calculées croissent beaucoup plus rapidement, ce qui tendrait à suggérer l'existence de macropores. Cette croissance plus qu'exponentielle intervient notamment pour les horizons L1, L2, Eh, BTg(d), BT(g) et dans une moindre mesure Cg. Nous ne disposons malheureusement pas des mesures de porosité et de structure relatives à ces échantillons, qui auraient permis d'étayer ces résultats. Cette constatation surprend toutefois au premier abord pour les horizons BTg(d) et Cg : on l'aurait plutôt attendue d'horizons non hydromorphes et non dégradés où de gros pores fonctionnels ont pu se développer, à moins qu'il ne s'agisse d'une porosité de fissures, comme dans l'horizon BTgd sur granite étudié par analyse d'image dont nous avons déjà parlé. Retenons qu'en général cette inflexion des flux infiltrés (et des conductivités qu'on en déduit) par rapport à une croissance exponentielle se fait près de la saturation, et qu'on peut donc supposer que le comportement d'un horizon pédologique à la limite de la saturation est significativement différent de celui qu'il a à quelques millimètres de succion.
- Curieusement, les horizons labourés non hydromorphes paraissent moins conducteurs que leurs homologues hydromorphes. Ceci peut s'expliquer si les échantillons ayant conduit aux mesures correspondent à des mottes issues de la semelle de labour au cours d'un labour

précédent : cette couche très compacte et très peu poreuse, de 10 cm d'épaisseur environ, se comporte du point de vue hydraulique comme un horizon éluvial albique, et peut exister même dans des sols bien drainés, de façon plus ou moins continue dans l'espace (Zida, Communication personnelle).

- On a extrapolé jusqu'à la saturation les courbes de conductivités en fonction de la pression capillaire ainsi obtenues. Les résultats (portés dans le tableau 3) sont nécessairement grossiers, puisque l'on procède sur un schéma logarithmique d'une part, et que même dans ce repère, certaines courbes sont nettement non linéaires. Ils nous permettent toutefois une comparaison avec les résultats similaires dont on dispose par ailleurs. Là encore, il est difficile d'énoncer des résultats généraux : les conductivités ainsi obtenues sont en général inférieures (souvent de presque un ordre de grandeur) aux conductivités « attachées » mesurées par Widiatmaka, sauf pour les horizons Eh et Eg. Les résultats restent toutefois cohérents avec ceux obtenus par Widiatmaka, et ne remettent pas en question le regroupement des horizons qu'il préconise.

La figure 5 de la page suivante illustre les résultats obtenus.

Remarque : Les tentatives qu'a fait l'auteur sur ces échantillons de corréler les relations $K-\psi-\theta$ et les structures étudiées par analyse d'image se sont avérées très décevantes, ce qui tempère l'optimisme affiché par Widiatmaka sur ce point (Zida, Communication Personnelle)

L'horizon Eg a ici (et pour les mesures de conductivité saturée citées plus haut) une conductivité à saturation très supérieure à celle déterminée par Widiatmaka, qui le place dans les horizons les plus perméables.

II.3. Courbes de rétention en eau

La détermination de ces courbes (Widiatmaka, 1994) a été précédée par l'étude de diverses porosités : porosité totale, inter-motte, de retrait qui ont permis :

- d'une part de montrer que les horizons étudiés présentent un retrait très faible vis-à-vis de la contrainte hydrique, sans doute à cause de leur faible teneur en argile,
- d'autre part de montrer que les horizons classés comme hydromorphes au vu de leurs caractéristiques morphologiques présentent des taux de saturation élevés dans une large gamme de contrainte hydrique et donc, des durées d'engorgement importantes. En effet, leur porosité est saturée à plus de 85% pour des pF de 3 alors que pour les horizons bien drainés, la saturation diminue à 70% dès pF 1.5. En d'autres termes, cette hydromorphie correspond à un fonctionnement encore actuel du système.
- enfin, de déterminer le spectre de porosité de chaque type d'horizon. Ainsi, L et Sal sont caractérisés par une forte porosité interagrégat grumeleuse et microagrégée. D'autres horizons (Ea, HSg, les altérites de schiste) sont dominés par la microporosité.

Les courbes de rétention ont été déterminées pour des échantillons cylindriques de 8 cm de diamètre et 5 cm de hauteur. La teneur en eau est déterminée aux pF 0.4, 0.7, 1, 1.4, 1.9 et 2.3 sur échantillons non remaniés, et sur la fraction fine (<2 mm, obtenue par tamisage) aux pF 3, 3.5 et 4.2. La courbe obtenue correspond à une dessiccation.

Une analyse discriminante permet de montrer une forte corrélation entre la morphologie, étudiée sous l'angle de la structure et de la porosité, et la courbe de rétention en eau. La structure paraît ici encore, comme pour la conductivité à saturation, dominer la texture pour expliquer le comportement des horizons étudiés.

⇒ L'auteur conclut donc à la pertinence de l'identification des horizons selon des critères morphologiques pour déterminer des entités homogènes du point de vue des propriétés hydrodynamiques (en oubliant à notre avis un peu vite le relatif échec lié à cette démarche pour la conductivité hydraulique, puisqu'on ne peut avoir de démarche qu'explicative, et non prédictive).

L'étape suivante consiste à regrouper les horizons présentant des courbes de rétention en eau similaires. La variabilité intra-horizon est beaucoup moins prononcée que pour la conductivité hydraulique à saturation, et on peut se contenter de considérer pour chaque horizon la courbe de rétention moyenne. L'analyse discriminante mène à regrouper cette fois les horizons en cinq classes :

L, BTgd2	Sal,	Eg, BT, BTg, BTgd1	HS, Ea	CG
-----------------	-------------	---------------------------	---------------	-----------

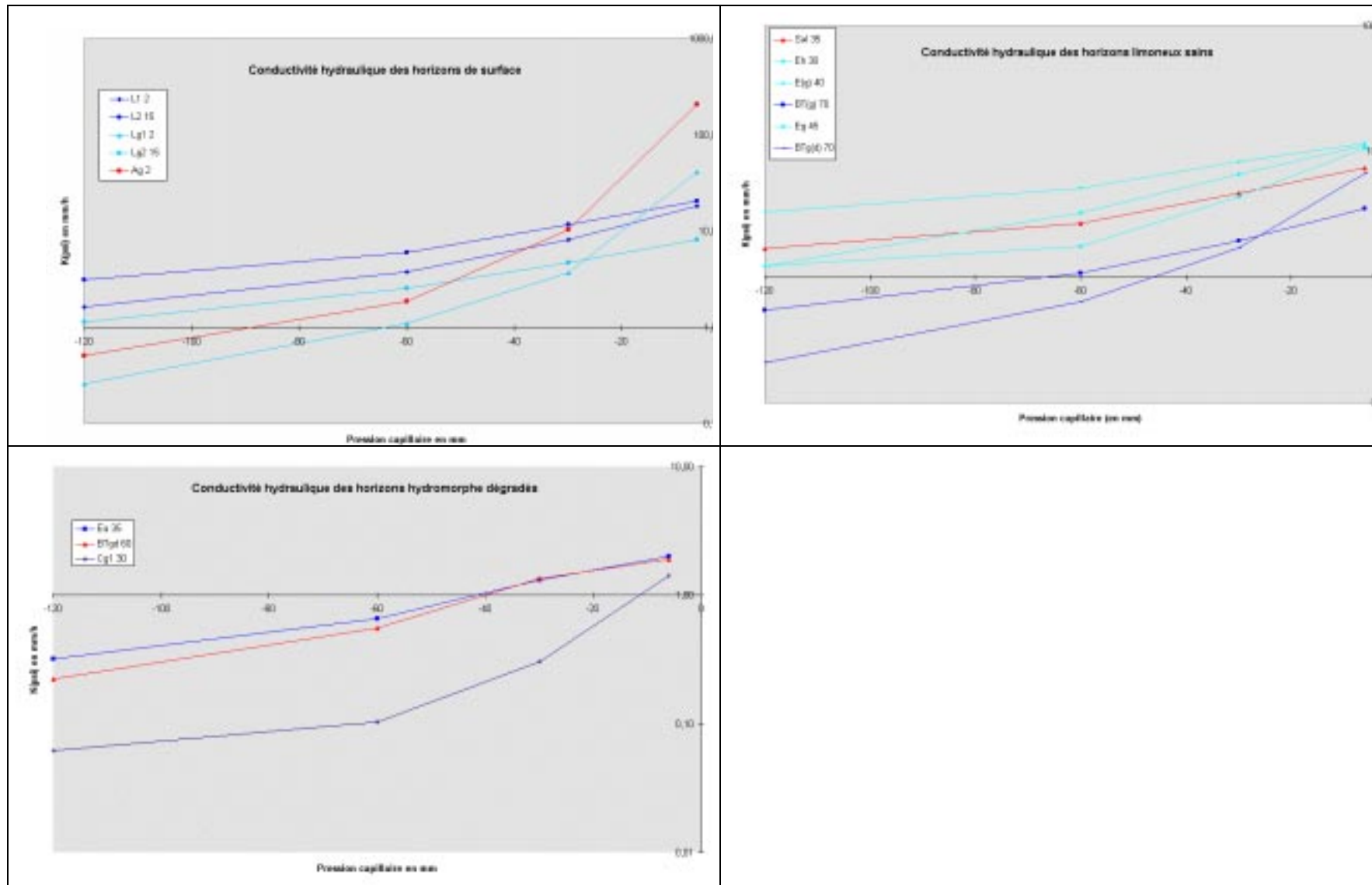


Figure 5 : Conductivité hydraulique sous faible succion (par horizon)

On donne ici les teneurs en eau des différents horizons pour quelques potentiels capillaires :

Horizon	$\theta(0.4)$	$\theta(1.7)$	$\theta(2.7)$	$\theta(4.2)$	D(0.4/2.3) ⁶	D(2.7/3.5)
L	57.9	52.7	42.9	16.5	11.8	22.8
BTgd2	58.1	52.4	45.5	17.6	10.0	22.4
Sal	56.7	49.8	39.6	9.9	12.9	24.5
Eg	47.1	43.3	37.8	14.4	7.4	15.9
BT	49.3	43.4	36.6	12.3	10.2	18.4
BTg	48.9	42.5	36.2	10.1	10.5	18.1
BTgd1	45.6	41.0	35.8	17.3	7.9	14.4
Cg	43.6	38.9	35.3	11.7	6.9	18.5
CG	43.9	40.4	37.9	7.7	5.0	8.9
Ea	39.8	34.5	30.1	7.6	7.8	13.0

Tableau 4 : Teneur en eau pour différentes pressions capillaires, en % (d'après Widiatmaka, 1994)

II.4. Infiltration dans les sols non saturés

L'étape suivante consiste à étudier l'infiltration dans chaque horizon, à différents potentiels de succion initiaux, permettant de déterminer la « sorptivité capillaire » de l'horizon, c'est à dire sa capacité à absorber l'eau par capillarité. Cette étude nous apportera des connaissances sur la conductivité des horizons en conditions non saturées.

L'équation de Philip (1957) décrit un écoulement monodimensionnel vertical dans un milieu semi-infini :

$$\begin{cases} i(t) = \frac{1}{2} S \cdot t^{-1/2} + A \\ I(t) = S \cdot t^{1/2} + A \cdot t \end{cases}$$

où i est l'infiltration instantanée (LT^{-1}), I l'infiltration cumulée (LT^{-1}), S la sorptivité ($LT^{-1/2}$) et t le temps. La sorptivité n'est pas une caractéristique intrinsèque d'un sol, puisqu'elle dépend de l'état initial et de l'état final.

La méthode employée ici consiste à mesurer l'infiltration verticale monodimensionnelle remontante entre un potentiel donné (état initial) et un potentiel final correspondant à la saturation. Les échantillons utilisés sont des cylindres de la même taille que ceux déjà cités, le tableau suivant donne les valeurs moyennes obtenues par horizon pédologique.

Horizon	S(cm.h ^{-1/2})	
	pF1.0	pF2.7
L	0.19	0.67
Sal	0.23	1.13
BT	0.20	0.57
Eg	0.11	0.45
Ea	0.13	0.32
BTg	0.15	0.57
BTgd1	0.18	0.54
BTgd2	0.21	0.64
Cg	0.09	0.44
CG	0.10	0.28

L'analyse de variance effectuée sur ces résultats conduit ici à trois groupes distincts, proches de ceux obtenus pour les courbes de rétention en eau :

Sal, L	BTgd2, BTg, BTgd1, BT, Cg, Eg	Ea, CG
---------------	--------------------------------------	---------------

⁶ D(pF1/pF2) désigne la différence d'humidité entre les deux potentiels capillaires pF1 et pF2 pour l'horizon considéré.

Ces résultats confortent ceux obtenus pour les conductivités à saturation et les courbes de rétention en eau, ce qui est somme toute assez normal puisque l'infiltration dans un sol non saturé dépend tout à la fois de la conductivité (non saturée, certes, mais celle-ci dépend de la conductivité à saturation), et des forces capillaires exercées par la matrice poreuse du sol. Par contre, ces mesures n'apportent rien sur la macroporosité, puisqu'il s'agit ici d'un écoulement ascendant par capillarité, et que les écoulements dans la macroporosité sont par principe gravitaires.

Par contre, ils ne corroborent guère les mesures de conductivité sous faible succion, mais il est vrai que les succions imposées dans les mesures de conductivité étaient très faibles par rapport aux potentiels capillaires utilisés ici.

Chroniques de tensiométrie

Le transect sur lesquels sont installées les batteries de tensiomètres correspond à la partie basse de la toposéquence principale (du Mercy) étudiée par Widiatmaka (1994) et détaillée au paragraphe précédent. L'ensemble consiste en trois groupes de tensiomètres, à sept profondeurs (trois dans l'horizon labouré, quatre dans les horizons pédologiques). Les mesures étaient manuelles, et approximativement hebdomadaires de début février à fin juillet 1995, puis automatiques (à un pas de temps de 15 minutes) à l'automne. Ces acquisitions automatiques ont ensuite fait place à des relevés manuels à l'hiver 1996 (jusqu'en mai), mais seulement pour un site installé à l'aval du transect (Site 0, voir profil en long). Les capteurs d'acquisition automatique ayant présenté une forte dérive à partir de décembre 1995, on peut considérer que l'on dispose de 80 jours de données fiables pour ces chroniques à pas de temps courts, pendant l'automne 1995.

Le but de l'étude (Zida, 1998) est de comprendre la façon dont les différents horizons interagissent en fonction de leurs caractéristiques hydrodynamiques intrinsèques, et d'avoir une vision globale du fonctionnement hydrique de la toposéquence.

Dans un premier temps, nous n'analyserons pas en détail ces chroniques, et nous nous contenterons d'en tirer quelques enseignements généraux sur le comportement hydrique des sols du bassin. Une analyse plus complète sera effectuée au moment de choisir les fonctionnelles que l'on utilisera pour représenter les caractéristiques hydrodynamiques des sols, en s'appuyant sur la modélisation de la réponse du transect de tensiomètres aux événements pluvieux (Partie IV, Chapitre 2).

Notons que les données ici présentées étaient à un stade de traitement beaucoup moins achevé que celles utilisées aux paragraphes précédents, et qu'il a donc fallu dépouiller et critiquer les fichiers que l'on nous a fournis



Figure 6 : Situation des tensiomètres

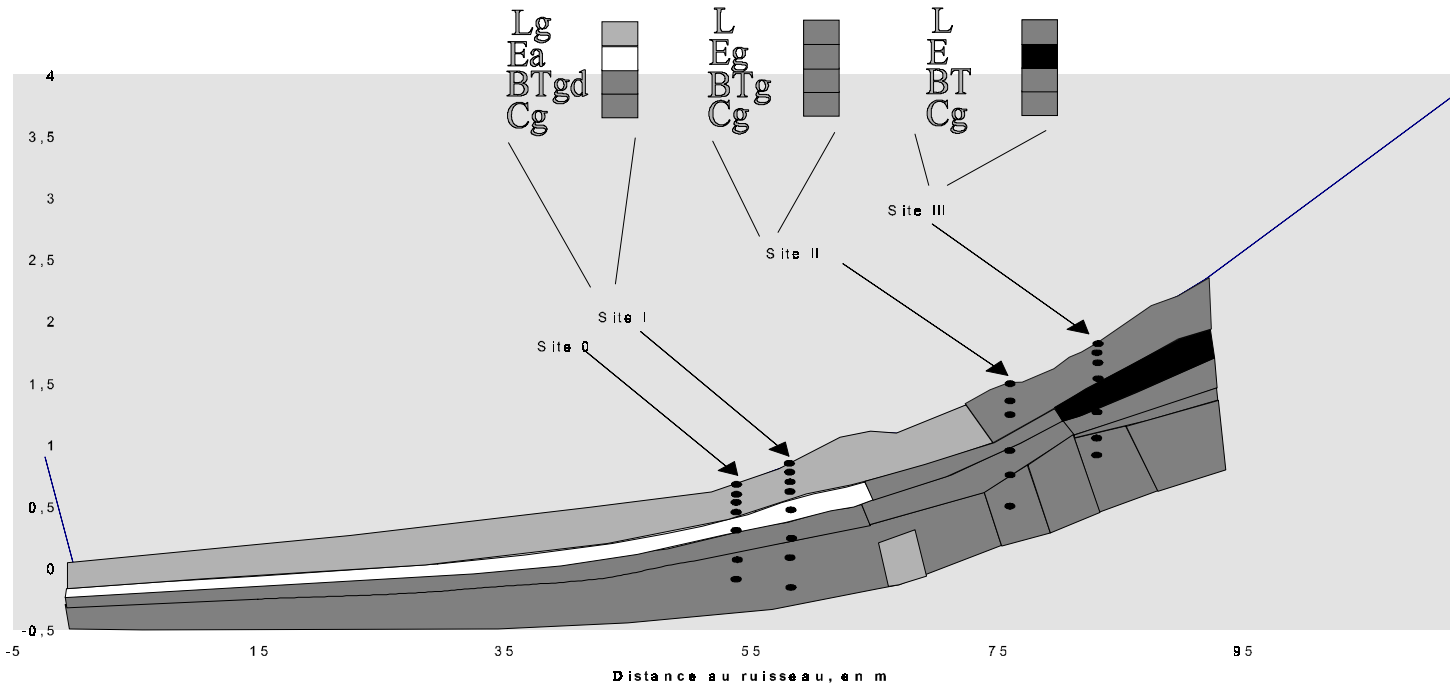


Figure 7 : Transect supportant les tensiomètres.

Le site III se situe dans le domaine bien drainé, les autres étant dans le domaine hydromorphe. Le transect est situé dans une partie concave, les pentes étant plus fortes en haut du transect que dans sa partie basse.

Nous allons analyser rapidement ces chroniques, manuelles puis automatiques, afin d'en tirer les enseignements qu'elles nous apportent sur le fonctionnement des horizons pédologiques « en place ».

1.1. Chroniques manuelles de tensiométrie, fréquence hebdomadaire

Ces chroniques vont de fin février 1995 à fin juillet 1995, avec une fréquence quasi-hebdomadaire, mise à part une lacune couvrant tout le mois d'avril, et la première quinzaine de mai. Elles concernent les trois sites de l'amont (I, II et III). Une autre chronique, ne concernant que le mois de décembre 1995, montre l'évolution des pressions en eau sur le seul site 0 ; on ne s'en servira pas. Elles sont reportées sur la figure 8 de la page suivante.

Globalement, le profil du site I est complètement saturé jusqu'au début mars, où la pluviométrie décroît assez nettement et où l'influence de l'évapotranspiration commence à s'affirmer. Jusqu'à la fin mars, le profil de ce site est quasiment hydrostatique (avec une nappe encore à seulement 20 cm de profondeur à cette date). Ensuite, on voit nettement l'influence de l'évaporation sur le profil.

Quand le profil est saturé, les pluies n'ont aucune influence sur lui (ce qui était assez prévisible) ; par contre, les tensiomètres des horizons Lg et Ea réagissent brusquement à des pluies mêmes minimales (1 à 2 mm, tombés quelquefois 1 ou 2 jours avant la mesure), ce qui laisse supposer que l'horizon Ea fait un barrage aux écoulements, et/ou que la porosité et la conductivité de ces horizons sont très faibles et la frange capillaire importante.

Si l'on s'intéresse maintenant aux profils des sites II et III, on voit que le profil n'est jamais complètement saturé. Globalement, le niveau de la nappe décroît assez régulièrement au cours des mois de février et mars (ensuite le toit de la nappe sort du champ des tensiomètres). Le processus de ressuyage à l'air plus rapide dans l'horizon labouré du site II que du site III, puisque un ou deux jours après la pluie, le tensiomètre de surface est revenu à une charge hydraulique inférieure à celle du deuxième tensiomètre, ce qui n'est pas le cas au niveau du site III. Nous étudierons toutefois plus en détail la dynamique d'infiltration et de ressuyage en exploitant les chroniques d'acquisition automatique.

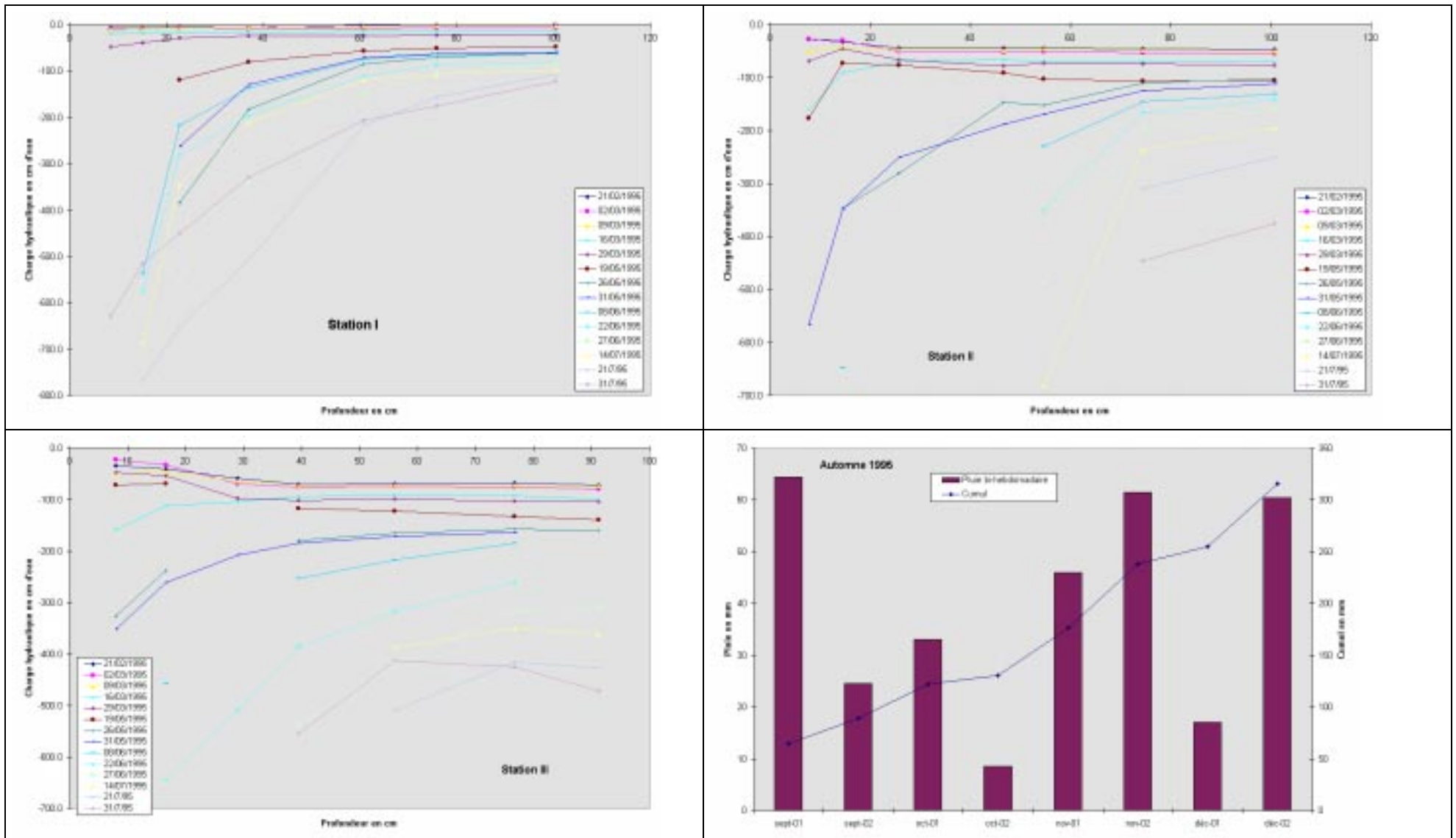


Figure 8 : Profils de charge hydraulique sur les trois sites I, II et III, et pluviométrie par quinzaine

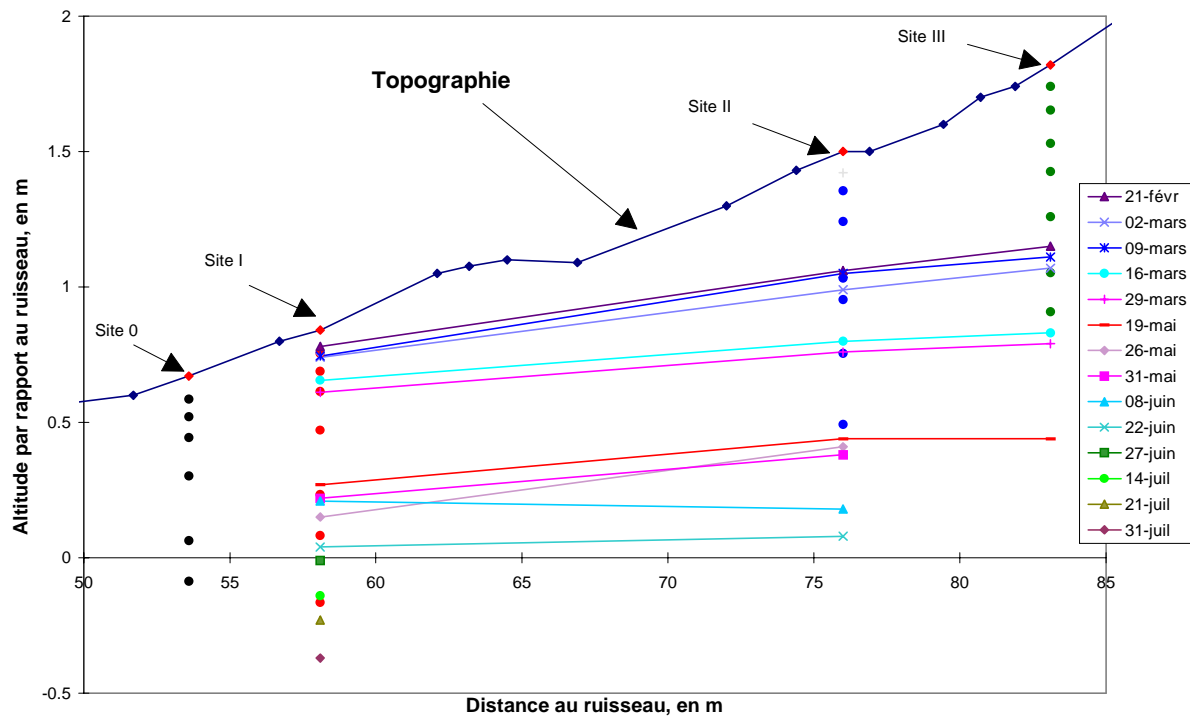


Figure 9 : Evolution de la nappe des altérites de schistes en hiver/printemps 1995.

Quant à la forme de la nappe, on n'en a qu'une vision partielle puisque l'on ne dispose pas à cette période de mesure vers l'aval du transect. On remarque toutefois que le gradient est d'autant plus fort que la pluie précédente a été forte et est peu éloignée dans le temps, ce qui est assez logique (de l'ordre de 1.2 à 1.5 %). La nappe est presque toujours bombée au niveau du site II, comme si le ressuyage vertical s'y produisait plus rapidement dans les horizons supérieurs, ou que les écoulements vers l'aval y étaient freinés. En général, les mesures sont effectuées un ou deux jours après une précipitation, quand l'hydrogramme est en phase de récession.

	Date	Site I / Site II	Site II / Site III	Site I / Site III	Débit en l/s à Kervidy	Remarques
Gradient topographique en %		3.7	4.5	3.9		
Gradient hydraulique en %	21/02	1.6	1.3	1.5	300	Récession de 400 à 200 l/s
	02/03	1.4	1.1	1.3	150	Plat
	09/03	1.7	0.85	1.5	200	Récession de 700 à 100 l/s
	16/03	0.8	0.4	0.7	150	Fin de la même récession
	29/03	0.8	0.4	0.7	150	Récession d'une très légère crue (100 à 80)

Tableau 5 : Evolution du gradient hydraulique.

I.2. Chroniques automatiques de tensiométrie, fréquence sub-horaire

Après avoir analysé les tendances globales de la dynamique de l'eau dans le sol depuis la fin de l'hiver au début de l'été 1995, via les chroniques manuelles de tensiométrie, on passe maintenant à une analyse plus fine des profils de pression capillaire, acquis avec un pas de temps de 15 minutes à l'automne 1995.

Nous ne disposons malheureusement pas des débits dans le ruisseau à cette période, les modifications effectuées au niveau de la station de jaugeage de Kervidy n'ayant pas donné lieu à l'établissement d'une nouvelle courbe de tarage. On analysera donc seulement l'évolution des profils de charge au niveau de ce transect. Sur la période où les chroniques semblent fiables (soit de début septembre à fin novembre 1995), le rôle principal des précipitations semble être de remplir les réserves en eau du sol :

les profils ne sont donc guère saturés, et les chroniques ne permettent pas d'appréhender le fonctionnement du transect en hiver, quand les réserves du sol sont reconstituées.

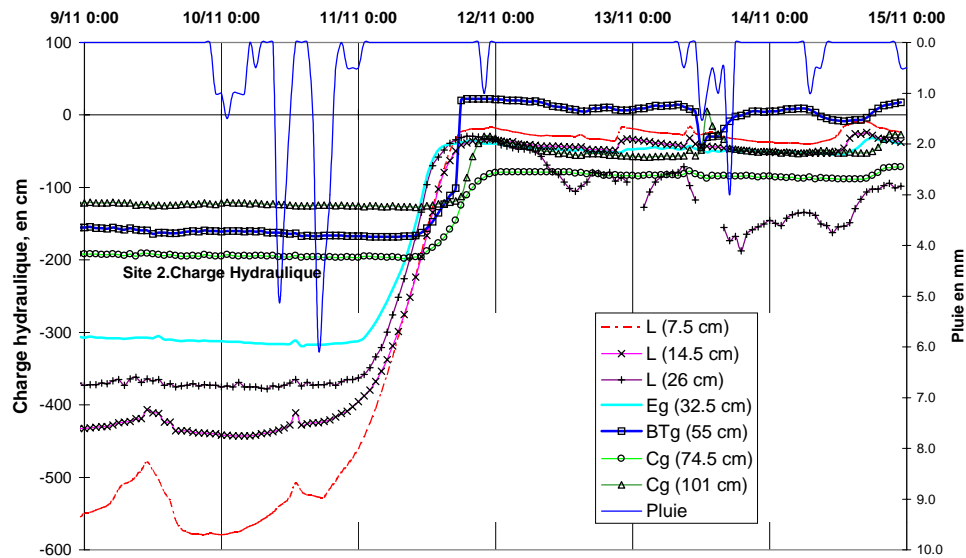


Figure 10 : Evolution de la charge hydraulique en fonction du temps. Site 2. Evénement du 10 au 12 novembre 1995.

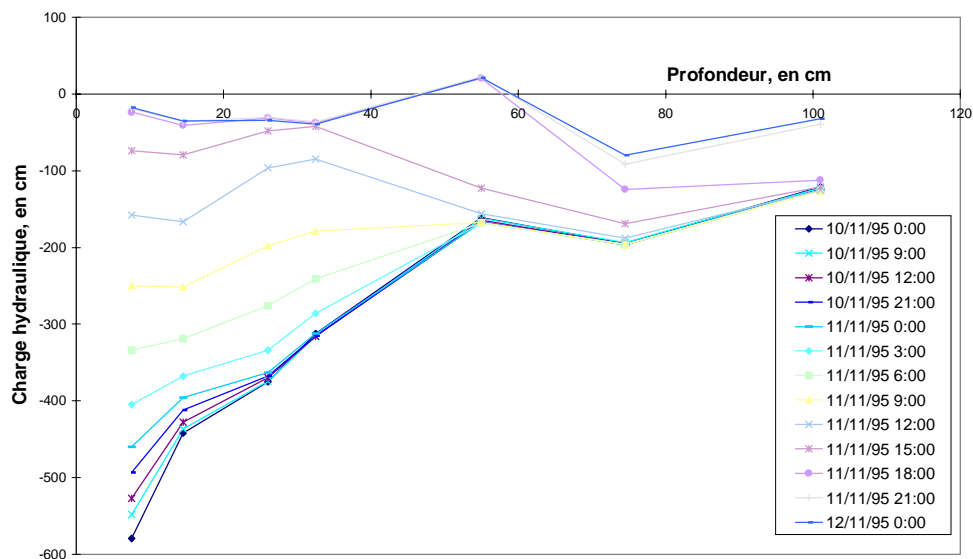


Figure 11 : Evolution du profil de charge hydraulique. Site 2. Evénement du 10 au 12 novembre 1995.

La figure 10 illustre l'évolution de la charge hydraulique mesurée par chaque tensiomètre du site 2, au cours de l'événement pluvieux du 10 au 12 novembre 1995. La figure 11 illustre l'évolution résultante du profil de charge. On voit que même à cette période, la saturation n'est pas atteinte dans le profil.

Nous ne donnons ici que ce qui nous semble être les traits marquants de ces chroniques : une analyse plus poussée sera menée au deuxième chapitre de la partie IV, pour aider au choix des caractéristiques hydrodynamiques des horizons et des fonctionnelles utilisées pour les décrire, en confrontant les chroniques tensiométriques disponibles aux résultats des simulations de leur comportement hydrodynamique.

1. Les profils de pression et de charge hydraulique obtenus ont souvent une allure en « zig-zag » assez surprenante, qui suggère un décalage constant des tensiomètres entre eux, peut-être dû à un mauvais étalonnage, ou à la présence d'air dans les cannes.
2. Cette impression est accentuée par le fait que malgré une réponse rapide des profils, qu'il s'agisse d'humidification ou de dessèchement (une à deux heures en général), les profils sont toujours éloignés de l'équilibre hydrostatique.
3. On peut toutefois retenir qu'il arrive fréquemment qu'une nappe perchée fugace se développe au dessus de l'horizon Ea pour le site I (et pas pour les autres, où la pression est transmise de façon beaucoup plus régulière), qui perdure quelques heures (5 à 6 pour donner un ordre de grandeur). On n'a pas une vision suffisante du fonctionnement de la toposéquence dans son ensemble pour juger :
 - s'il y a alimentation de la nappe par l'amont ou si celle-ci est seulement due à l'infiltration de la pluie,
 - de l'importance que peuvent avoir les écoulements latéraux que la nappe provoque.
4. Le haut du profil du site II semble s'assécher plus rapidement que celui du site amont, ce qui surprend, compte tenu de leurs développements de profil respectifs : les conductivités à saturation déterminées par Widiatmaka (94) sont en effet très faibles pour les horizons correspondants, celles calculées par Lladós Soldevila (1997) rendent cette observation plus compréhensible.
5. Les tensiomètres situés au bas des horizons labourés atteignent parfois la saturation alors que les tensiomètres sus-jacents restent à des pressions négatives : ceci suggère qu'une partie des écoulements se fait par des voies d'écoulement préférentielles, court-circuitant la microporosité. Toutefois, cette remarque est à nuancer, compte tenu des incertitudes que l'on a sur les valeurs « absolues » indiquées par les tensiomètres (voir remarque 1)
6. Au total, il est difficile à ce niveau de trancher entre ce qui provient d'erreurs de mesure ou de décalage de tensiomètres en pression, et ce qui provient de phénomènes réels.

Traçages au bleu de méthylène et à la Rhodamine BT

Par ailleurs, nous avons effectué sur le sous-bassin de Kervidy quelques expériences très grossières de traçage au bleu de méthylène puis à la Rhodamine BT, afin de visualiser les chemins d'écoulement rapides dans les horizons de surface. Les résultats sont uniquement qualitatifs, mais nous semblent donner un premier aperçu de ce que peuvent être les écoulements dans l'horizon labouré, en nous permettant de « visualiser » la spécificité des sols labourés.

Une première série d'expériences a consisté à suivre l'infiltration d'eau chargée en bleu de méthylène à partir d'un cylindre de 30 cm de diamètre légèrement enfoncé dans le sol, en différents endroits du bassin.

Un deuxième ensemble de manipulations, plus « élaboré », a utilisé le dispositif de ruissellement utilisé par l'équipe Pollutions Diffuses du Cemagref de Lyon pour estimer l'efficacité de bandes enherbées à retenir les produits phytosanitaires présents dans les eaux de ruissellement. Les expériences ont consisté à suivre le cheminement d'eau fortement teintée au bleu de méthylène ou à la Rhodamine BT (colorant rouge s'adsorbant beaucoup moins fortement que le bleu de méthylène), en surface, et dans l'horizon labouré, en effectuant des coupes en travers de cette couche de sol.

Nous ne donnons ici que les conclusions principales :

- ⇒ Ces expériences, quoique très qualitatives, apportent des informations d'une autre nature que l'étude des seules caractéristiques hydrodynamiques des horizons. L'enseignement majeur que l'on peut en tirer est l'importance de la semelle de labour sur la dynamique des écoulements, au moins sur les profils sur lesquels on a travaillé et aux échelles considérées

(c'est à dire soit le profil de sol sous-jacent à notre cylindre d'infiltration, soit les quelques mètres à l'aval du dispositif de ruissellement). Les macropores également semblent jouer un rôle important pour amener l'eau au niveau de cette semelle plus rapidement que ne le permet l'infiltration à travers la matrice microporeuse du sol. Notons toutefois que les flux exagérément élevés que l'on a utilisés (équivalent à quelques centaines de millimètres de pluie par heure) doivent conduire à une surestimation du rôle des macropores, en provoquant des saturations en surface et des mises en charge supérieures à celles qui peuvent être provoquées par des pluies habituelles.

⇒ Les tous premiers centimètres du sol semblent présenter une conductivité très élevée, et il serait bon de mener des expériences permettant de distinguer ce qui est ruissellement sur la surface à proprement parler de ce qui est écoulement hypodermique dans cette fine couche de sol. Ceci n'est pas équivalent du point de vue de la qualité de l'eau, et cette question se pose également pour les expériences de ruissellement sur bandes enherbées auxquelles a d'abord servi le dispositif générateur de ruissellement présenté.

⇒ Les écoulements que l'on a identifiés dans les macropores sont essentiellement sub-verticaux. Ce n'est donc sans doute pas les macropores qui conduisent des écoulements rapides en bas de versant. Par contre, leur rôle doit être important dans la formation d'une nappe perchée sur des couches moins perméables (semelle de labour, horizon Ea par exemple), qui ensuite conduit à un écoulement latéral subsurfacique peu profond).

Conclusions

Maintenant que nous avons passé en revue les différentes sources de données relatives aux sols du bassin versant de Naizin, il convient d'en tenter une synthèse, et de trancher quant aux données que nous utiliserons dans la suite.

Rappelons que nous disposons pour ce faire :

- d'une distribution d'unités cartographiques sur le bassin, chaque unité étant relativement homogène du point de vue de la classification « 4 critères »,
- de la description de quelques séquences pédologiques sur le sous-bassin de Kervidy,
- de diverses mesures des caractéristiques hydrodynamiques des horizons pédologiques identifiés au sein de ces séquences,
- de chroniques tensiométriques bi-hebdomadaires pendant l'hiver et le printemps 1995, et continues pendant l'automne 1995,
- des résultats de quelques expériences très sommaires de traçage à quelques emplacements du même sous-bassin.

1. Fonctionnement hydrodynamique des sols du sous-bassin de Kervidy

On se restreint ici au sous-bassin de Kervidy, sur lequel on dispose de bien plus de données que sur le bassin entier délimité à Stimoës. Du point de vue qualitatif, le fonctionnement hydrodynamique en lien avec la pédologie est bien compris sur le bassin, et semble représentatif d'une grande partie des situations susceptibles d'être rencontrées en Bretagne (Curmi, communication personnelle).

1.1. Agencement des horizons pédologiques sur un versant

Les versants s'individualisent en deux systèmes aux propriétés contrastées, correspondant à une pédogenèse plus ou moins avancée. A l'amont se développe un domaine bien drainé, où les sols ont une assez forte capacité de stockage et des conductivités hydrauliques à saturation de l'ordre de 1 à 5

cm/h. A l'aval, le domaine hydromorphe dégradé est constitué de sols moins poreux, et aux conductivités hydrauliques à saturation inférieures à 1 cm/h.

Les successions de développements de profil caractéristiques sont, de l'amont vers l'aval⁷ :

1 (B) ⁸	2 (C)	3 (D)	4 (E)
L	L	Lg	Lg
Sal	E	Eg	Ea
C	BT	BTg	BTgd
	C	Cg	Cg

Il n'y a pas forcément succession des développements de profil 1 et 2 dans la pente, mais plutôt l'un ou l'autre dans le domaine bien drainé, suivant la profondeur du sol : on retrouve plutôt le développement de profil 1 pour les sols d'une profondeur inférieure à 60 cm, et le développement de profil 2 pour les sols d'une profondeur comprise entre 60 et 100 cm ; il n'y a guère de sols plus profonds sur le bassin. D'autres développements de profil sont présents, par exemple fréquemment **L-Sal-BT-C**, que l'on peut toutefois considérer comme un développement de transition. Ces transitions entre les développements de profil sont plus ou moins rapides, et les recouvrements entre horizons peuvent en conséquence être plus ou moins étendus, ou même inexistantes.

On ne gèrera pas les transitions, compte tenu de cette grande diversité, en espérant qu'elles n'ont pas une influence particulière sur les écoulements, comme parfois les discontinuités en physique (ressaut en hydraulique par exemple)

Notons encore que les horizons Sal et E sont très limoneux, et qu'il est donc facile d'avoir une semelle de labour entre l'horizon labouré et Sal ou E, dont la présence complexifie l'interprétation que l'on pourrait faire du fonctionnement hydrodynamique de ces sols au seul vu de leur développement de profil et de la description des caractéristiques moyennes des horizons les constituant.

1.2. Caractéristiques hydrodynamiques

Les horizons ainsi identifiés ont été étudiés du point de vue de leurs caractéristiques hydrodynamiques. Les résultats obtenus par l'un ou l'autre type de mesure sont parfois différents, mais rarement contradictoires, et les divergences observées peuvent le plus souvent être mises sur le compte de la grande variabilité spatiale des caractéristiques hydrodynamiques au sein du même horizon, notamment pour ce qui concerne les conductivités hydrauliques.

Les horizons alluviaux qu'on peut trouver en bas de versants n'ont par contre pas été étudiés, et on se contentera d'assimiler leur fonctionnement à celui des sols hydromorphes dégradés.

De même, on peut regretter que l'horizon Lg n'ait donné lieu qu'à peu de mesures : on aurait pu penser qu'étant hydromorphe, il était moins conducteur que l'horizon labouré sain. Cette hypothèse n'est toutefois pas confirmée par les mesures dont on dispose, qui lui attribuent des caractéristiques hydrodynamiques proches de celles de l'horizon L. Ceci pourrait être dû au travail du sol, conférant à cet horizon des propriétés « artificielles ».

Insistons encore une fois sur la forte variabilité temporelle des caractéristiques des horizons labourés, qui, pour être prise en compte, supposerait de connaître les dates des façons culturales, et des principaux événements pluvieux.

⁷ Nous rappelons la nomenclature utilisée pour les horizons pédologiques :

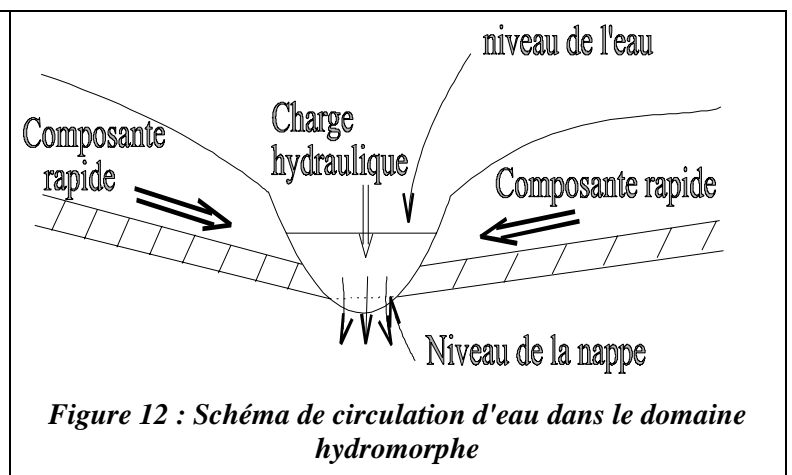
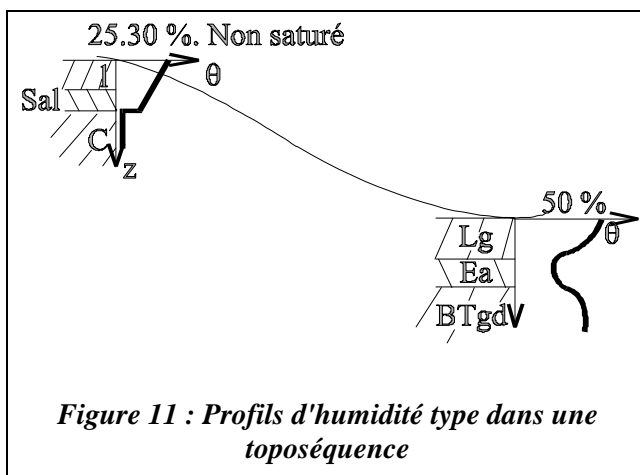
L	Horizon labouré sain	BT	Horizon illuvial
Lg	Horizon labouré hydromorphe	BTg	Horizon illuvial rédoxique
Sal	Horizon structural aluminique	BTgd	Horizon illuvial hydromorphe dégradé
E	Horizon éluvial	C	Altérite de schiste
Eg	Horizon éluvial rédoxique	Cg	Altérite de schiste dégradé
Ea	Horizon éluvial albique		

⁸ La lettre entre parenthèses désigne le type de développement de profil dans la nomenclature "4 critères"

I.3. Comportement hydrologique d'un versant

On peut donc tenter une première description du fonctionnement hydrologique du bassin, confortée par les expériences de traçage que l'on a effectuées, les analyses géochimiques dont on dispose (Durand et Juan Torres, 1996) et les chroniques tensiométriques présentées au paragraphe 3 :

- Dans le domaine bien drainé, les écoulements sont essentiellement sub-verticaux, les horizons superficiels n'atteignant que rarement la saturation. On n'y observe pas de nappe perchée, la saturation se développant à partir des schistes altérés de bas de profil, sauf dans le cas d'une semelle de labour peu perméable. Les macropores peuvent intervenir : même si la surface n'est pas saturée dans son ensemble, la microtopographie du sol conduit à la saturation de faibles surfaces, et à la mise en charge de macropores, amenant rapidement l'eau vers le bas du profil.
- Dans le domaine hydromorphe par contre, une nappe perchée peut se développer au dessus de l'horizon Ea peu perméable. Il semble qu'en période moyennement humide (récession ou faible pluie), l'eau provenant des versants circule plutôt dans l'horizon BTgd de bas de profil. En période plus pluvieuse, cette eau circule dans l'horizon labouré hydromorphe Lg, plus conducteur.



Cette description est malheureusement essentiellement qualitative, et le passage à une étape plus quantitative rendu difficile par la variabilité qui se manifeste à plusieurs niveaux.

II. Choix des données utilisées pour la modélisation

Le passage à cette étape plus quantitative, et notamment le choix des données qui seront utilisées dans la démarche de modélisation que l'on veut développer, implique de simplifier la description des sols par rapport à ce qui a été exposé tout au long de ce chapitre. Il serait illusoire en effet, compte tenu de ce qui a été dit plus haut sur l'omniprésence de la variabilité, dès que l'on s'intéresse au sol, de prétendre représenter tous les types de développements de profil présents sur le bassin, ainsi que la variabilité des caractéristiques hydrodynamiques des sols les constituant. Quand bien même on manifesterait cette velléité, on serait incapable de le faire, en l'état actuel des connaissances : on ne sait pas actuellement décrire parfaitement le comportement hydrodynamique d'un sol, quelle que soit l'échelle considérée (sauf peut-être à revenir à une résolution correspondant aux particules le constituant).

⇒ Il faut donc se résoudre à ne choisir qu'un nombre limité de développements de profil, et une description imparfaite des horizons rencontrés, notamment en regroupant les horizons pédologiques au comportement hydrodynamique semblable, du moins du point de vue des caractéristiques hydrodynamiques dont on dispose.

II.1. Horizons « type »

Rappelons que les résultats de Widiatmaka sur les horizons pédologiques conduisaient à regrouper :

Pour la courbe de rétention en eau :

L, BTgd2	Sal	E, Eg, BT, BTg, BTgd1	HS, Ea	Cg, CG
----------	-----	-----------------------	--------	--------

Pour la conductivité hydraulique à saturation :

L, Sal, BT	E, Eg, Ea, BTg, BTgd1&2, Cg, CG
------------	---------------------------------

Pour la sorptivité :

Sal, L	BT, BTg, BTgd1&2, Cg, Eg	Ea, CG
--------	--------------------------	--------

Quant aux macropores, ils semblent développés essentiellement dans les horizons L, Sal et BT.

Si l'on croise ces critères, et qu'on abandonne de surcroît au passage les horizons qui ne sont pas représentés dans les développements de profil « type » de la carte pédologique, on aboutit aux groupes :

L-Lg / Sal / BT / E - Eg - BTg - BTgd1 /
Ea / Cg / CG /

On ne dispose pas de données sur C, que l'on assimile donc à Cg. On a regroupé L et Lg pour les mêmes raisons.

⇒ On aboutit ainsi à 7 horizons type :

1 - L-Lg
2 - Sal
3 - BT
4 - E-Eg-BTg-BTgd1
5 - Ea
6 - Cg
7 - CG

Tableau 6 : Récapitulatif des horizons pédologiques utilisés

NB : En fait, on différencie pour l'instant (E-Eg-BTg) et BTgd1, qui n'ont pas les mêmes caractéristiques « à l'œil » sur les données de Widiatmaka (1994), et encore moins sur les mesures faites par Zida (1998).

II.2. Types de développements de profil

Gourru (1992) a déjà effectué des regroupements entre les plages cartographiques délimitées sur le terrain, afin d'aboutir à des unités cartographiques moins nombreuses, et relativement homogènes du point de vue des sols qu'elles englobent (Cf. Paragraphe 1). Celles-ci se différencient essentiellement par :

- d'une part la profondeur des sols,
- d'autre part le degré de dégradation et d'hydromorphie des horizons qui les constituent.

Compte tenu des similitudes entre les caractéristiques hydrodynamiques de certains horizons, et de la grande variabilité spatiale observée, tant au niveau de ces caractéristiques pour un même horizon que du type de développement de profil ou de sa profondeur au sein de la même unité cartographique, d'autres regroupements nous paraissent légitimes :

- Vu les regroupements d'horizons effectués, on peut d'ores et déjà regrouper les types de développements de profil **D** (Lg, Eg, BTg, Cg) et **E** (Lg, Ea, BTgd, CG) de la cartographie « 4 critères », essentiellement présents dans les groupes **G8** à **G12**, d'autant que la profondeur des sols de ces unités n'est pas spécifiée. On y joint également le groupe 7. On ne garde donc qu'un type de développement de profil pour tout le système hydromorphe.
- Les sols bruns (unités **G1** et **G4**) sont peu profonds, on les regroupera, en leur affectant le développement de profil L-Sal-Cg⁹, d'autant que **G4** est peu représenté. De façon assez

⁹ Qui correspond au développement de profil de type **B** dans la typologie « 4 critères ».

arbitraire, on affecte au groupe 2 le même développement de profil, avec simplement un sol plus profond.

- On regroupe les unités **G3** et **G6**, qui ont le même type de développement de profil **C** (L-E-BT-C) et la même profondeur (> 80 cm), et ne diffèrent que par la fréquence des taches d'oxydoréduction. Il s'agit de sols bruns ou bruns faiblement lessivés.
- Reste le groupe **G5**, qui a le même type de développement de profil **C** que **G3** et **G6**, mais est un peu moins profond. (60 à 80 cm). De même, **G2** est semblable à **G1** et **G4**, bien qu'étant un peu plus profond.

⇒ Nous en restons en définitive à cinq développements de profil différents, dont nous donnons les caractéristiques ci-dessous, et la répartition spatiale sur la figure 13. de la page suivante.

G1-G4		G2		G3-G6		G5		G7 à G12	
L	25-30	L	25-30	L	25-30	L	25-30	Lg	25-30
Sal	50	Sal	70	E	45	E	45	Ea	40
C		C		BT	70	BT	100	BTgd	80
				C		C		CG	
Horizon	Profondeur	Horizon	Profondeur	Horizon	Profondeur	Horizon	Profondeur	Horizon	Profondeur

Tableau 7 : Développements de profil utilisés

Ces choix simplificateurs ne doivent pas occulter l'importance de la variabilité des sols sur le bassin, tant au niveau des caractéristiques hydrodynamiques des horizons pédologiques, qu'au niveau de la répartition des sols sur le bassin (type et profondeur des développements de profil).

La solution à laquelle on s'est limité dans la suite du travail consiste à ne prendre en compte que des valeurs moyennes, qu'il s'agisse des caractéristiques hydrodynamiques, des développements de profil, ou de la profondeur des sols.

Nous sommes conscients que ceci est imparfait, mais le temps a manqué pour mener les études de sensibilité qui eussent été souhaitables :

- *Nombre de développements de profil*
 ⇔ influence du nombre de développements de profil utilisés pour représenter la pédologie du bassin (type de développement de profil et profondeur). Ce point est lié à la relative inadéquation qui existe entre la carte pédologique établie par la méthode « 4 critères » et le but recherché. On a déjà souligné en effet qu'une même unité cartographique peut recouvrir différents développements de profil et qu'à contrario, le même type de sol peut être présent dans plusieurs unités
- *Nombre d'horizons pédologiques*
 ⇔ influence de la précision de la description des développements de profil utilisés. On pourrait par exemple envisager d'adopter les mêmes caractéristiques hydrodynamiques pour différents horizons du même développement de profil.
- *Variabilité au sein du développement de profil*
 ⇔ influence de la représentation de la variabilité des caractéristiques hydrodynamiques au sein du même horizon (ou du même groupe d'horizons). On peut soit se contenter de représenter les caractéristiques moyennes de l'horizon (même conductivité hydraulique, même courbe de rétention, même densité et géométrie des macropores), soit tenter de représenter leur variabilité, en adoptant par exemple une approche géostatistique (Voltz et Goulard, 1994). On ne sait toutefois pas pour l'instant caractériser cette variabilité de façon satisfaisante, même si l'on considère le plus souvent que les conductivités hydrauliques à saturation suivent une distribution log-normale.

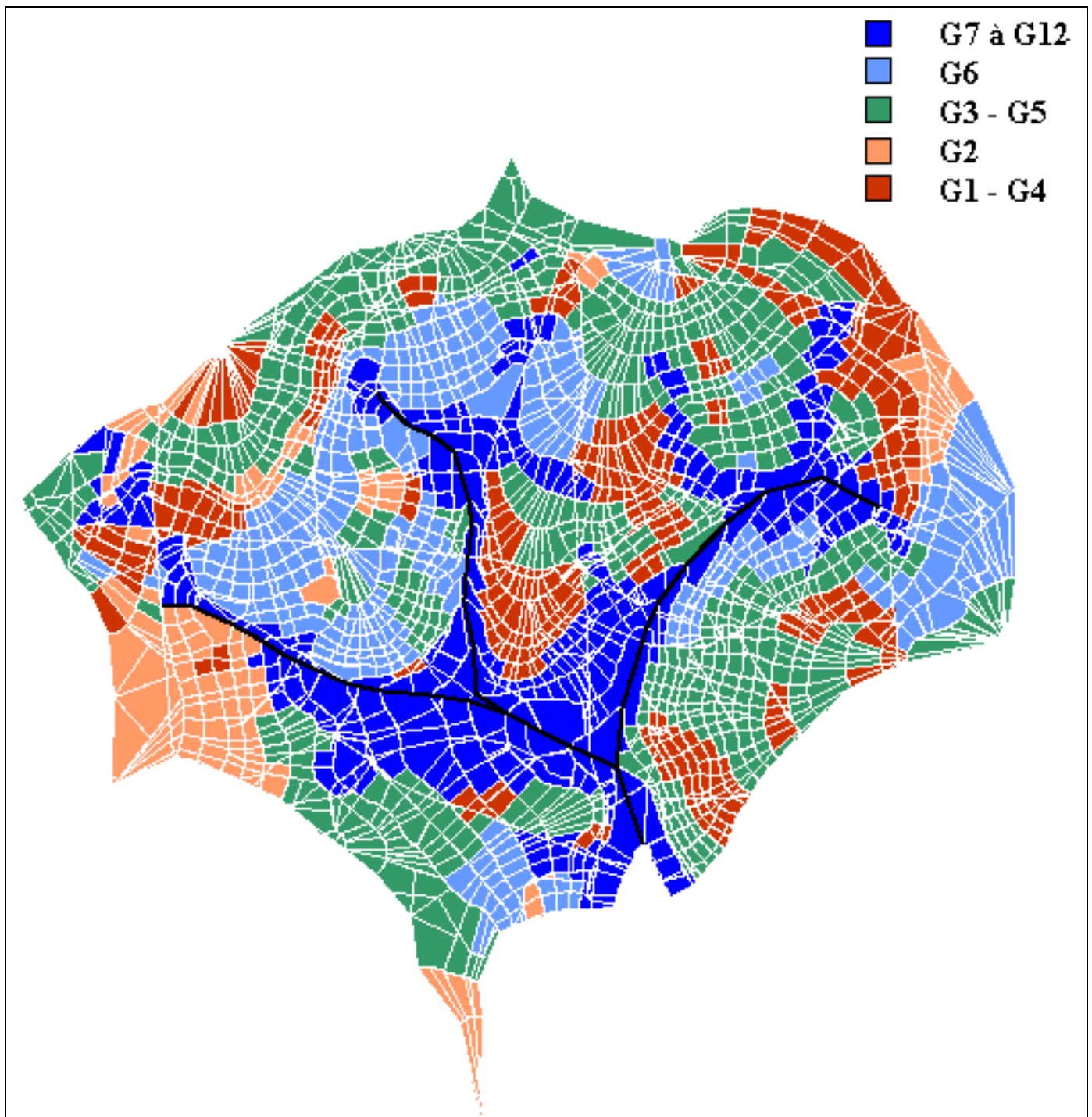


Figure 13 : Carte pédologique simplifiée utilisée pour la modélisation hydrologique

- *Prise en compte des macropores*

⇔ influence du choix entre la représentation explicite des macropores, ou leur représentation via des caractéristiques hydrodynamiques en deux parties :

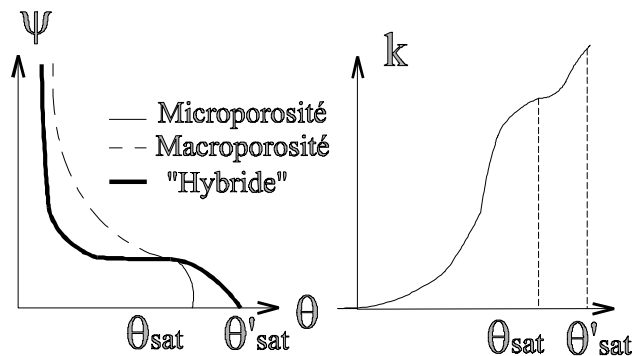


Figure 14 : Caractéristiques hydrodynamiques "intégrant" l'effet des macropores

Les développements de profil choisis sont encore susceptibles de nouveaux regroupements au moment de la modélisation hydrologique, après avoir effectué des tests de sensibilité. On pourrait au contraire être amené à scinder certaines classes. En effet, le caractère continu des critères sur lesquels on s'appuie pour décider l'appartenance d'un sol à une classe ou l'autre rend ce choix relativement arbitraire. D'autre part, les regroupements effectués l'ont été entre des horizons dont les caractéristiques nous semblent en première approche induire des comportements similaires du point de vue hydrodynamique. La modélisation pourra conforter ce jugement, ou au contraire l'infirmier.

⇒ Il nous semblerait donc difficilement justifiable de figer sans retour les données relatives aux sols du bassin versant que nous utiliserons : carte pédologique (c'est à dire carte de distribution spatiale des développements de profil), description des développements de profil, caractéristiques hydrodynamiques des horizons considérés, sans se permettre de rien remettre en question. La difficulté sera de trancher quant aux points dont on autorisera la modification, et dans quelle amplitude. Des analyses de sensibilité devraient faciliter la tâche.

Notons que nous avons choisi de ne pas prendre en considération la variabilité temporelle, essentiellement par manque de connaissance, car il faudrait alors prendre en compte les dates des travaux et des événements pluvieux sur chaque parcelle. Celle-ci importe toutefois, comme on l'a vu dans le chapitre précédent.

III. Remarques diverses. Conclusion

Cette revue sur les données relatives aux sols et à leur comportement hydrodynamique sur le bassin du Naizin, et plus particulièrement sur le sous bassin de Kervidy, nous a permis de construire une distribution des développements de profil sur le bassin, et de choisir pour les horizons les constituant des caractéristiques hydrodynamiques, telles que les courbes de rétention en eau et la conductivité hydraulique à saturation.

★ Il restera, pour pouvoir passer à la phase de modélisation, à choisir des fonctions décrivant la variation de la conductivité hydraulique et de l'humidité en fonction du potentiel capillaire, pour chaque horizon. Cette phase impliquera notamment des choix quant à la représentation de l'influence des macropores sur les écoulements, qui nous paraît essentielle.

★ Comme nous l'avons souligné, les choix effectués comportent une part d'arbitraire, due en grande partie à la variabilité spatio-temporelle qui affecte les sols, et qui rend difficile la définition de classes de sols qui permettraient une partition du bassin. Ils entraînent la perte d'une grande partie de l'information disponible sur les sols du bassin, de par l'impossibilité actuelle à l'intégrer dans les modèles et les représentations que l'on fait des sols et de leur fonctionnement hydrodynamique.

⇒ Il nous semble qu'une des avancées décisives pour la modélisation hydrologique distribuée sera de réussir à caractériser le fonctionnement hydrodynamique des sols, à une échelle opérationnelle.

★ Des recherches nous paraissent également souhaitables dans le domaine du comportement des horizons à l'approche de la saturation (mise en action de la porosité grossière). Sa compréhension est en effet difficile à déduire de l'analyse morphologique des horizons : la texture et la granulométrie ne suffisent pas à appréhender la structure des sols, qui est la caractéristique qui influe le plus sur le comportement des horizons à l'approche de la saturation. La prise en compte de la connectivité des macropores semble également importante (il semble qu'il s'agisse plutôt d'une connectivité verticale dans le domaine bien drainé, et d'une connectivité horizontale dans le domaine hydromorphe). Ceux-ci peuvent en effet jouer un rôle actif dans le transfert rapide des matières en suspension à travers les horizons pédologiques plus vite que ne le permettrait la seule microporosité.

★ On peut également regretter que la majeure partie des mesures ne concerne que les écoulements verticaux, alors qu'il est manifeste que des écoulements latéraux ont lieu, au moins dans le domaine hydromorphe et dans les bas-fonds non cultivés sous prairie.

Les chroniques de tensiométrie auraient pu combler cette lacune si leur acquisition s'était étendue jusqu'à la saturation du transect à l'automne 1995 et l'établissement d'écoulements subsurfaciques latéraux, mais ce n'a malheureusement pas été le cas.

Enfin, cette étude sur les sols du Naizin n'aborde pas le problème du drainage agricole. Pourtant les paramètres intrinsèques du sol s'effacent en partie si le bassin est drainé, ce qui semble être le cas sur une partie non négligeable de la surface du bassin.

III.1. Conclusion méthodologique

Nous avons tenté une revue exhaustive des données relatives aux sols du bassin du Naizin, d'une part pour tenter d'en extraire les données nécessaires à la démarche de modélisation qui suivra, d'autre part pour juger des campagnes de mesure minimales à effectuer sur des bassins similaires, dans l'hypothèse où l'on voudrait y mener une modélisation équivalente à celle que l'on pense développer sur le Naizin.

⇒ Il s'agissait d'identifier, parmi les données dont nous disposons, celles qui nous paraissent nécessaires et suffisantes pour caractériser le fonctionnement hydrodynamique des sols, et sa variabilité spatio-temporelle.

En fait cette démarche a échoué, puisque nous pressentons d'ores et déjà que les données dont nous disposons ne suffisent pas à appréhender le comportement des sols à l'approche de la saturation, ni à représenter de façon satisfaisante la variabilité spatio-temporelle des développements de profil et des caractéristiques hydrodynamiques des horizons qui les constituent.

Cette incapacité nous semble provenir en grande partie des différences entre l'échelle de mesure des caractéristiques des sols, et l'échelle à laquelle on essaie de quantifier leur comportement hydrodynamique.

On pourrait songer, pour résoudre ce problème, à des modèles « boîte noire », ou très conceptuels, pour représenter le fonctionnement hydrodynamique des sols à une échelle opérationnelle, que l'on calerait sur des parcelles ou des versants sur-instrumentés, et que l'on pourrait ensuite transposer à d'autres types de développements de profil et d'horizons pédologiques.

★ Le problème, qui est celui auquel on est toujours confronté en modélisation, est de trancher quant à l'échelle à laquelle construire ces « boîtes noires », et quant à la façon d'agréger ensuite ces dernières. Cette taille doit en effet varier avec les caractéristiques des sols (notamment les longueurs de corrélation, la taille et la fréquence des macropores) ...

★ Il faudrait de plus trouver des fonctions, ou équivalents, qui permettent de rendre compte à la fois du fonctionnement lié à la microporosité (gouverné par les forces capillaires) et celui lié à la macroporosité (gravitaire).

- ★ Il faudrait également être capable de relier les paramètres du modèle aux propriétés physiques et facilement accessibles des sols. Peut-être une démarche incluant la structure des horizons pédologiques, et notamment les caractéristiques de la macroporosité, permettrait-elle d'aller plus loin.
- ★ Même en supposant de tels modèles conceptuels accessibles sur un site, il resterait ensuite à faire la part de la variabilité « transposable », c'est à dire celle que l'on trouvera dans tous les systèmes équivalents, et celle qui est propre au site.

Une telle démarche de conceptualisation paraît vaine si ces deux derniers points ne sont pas résolus. Pourtant, on ne voit pas comment avancer dans le domaine de la modélisation des différentes composantes de l'écoulement à une échelle opérationnelle sans réussir à caractériser, à cette échelle d'intérêt, le comportement hydrodynamique des sols, notamment à l'approche de la saturation.

CONCLUSION

L'exploitation des données relatives au bassin du Coët-Dan permet des hypothèses sur son comportement hydrologique. La vision que l'on peut avoir de ce comportement est toutefois essentiellement qualitative, et il reste périlleux d'attribuer des proportions aux différentes composantes de l'écoulement pour un événement pluvieux donné. En effet, la variabilité spatio-temporelle limite la portée des études menées, soit sur une placette donnée, soit à un instant donné. A l'inverse, des variables globales comme le débit à l'exutoire, la distribution des surfaces saturées, ou la composition chimique de l'eau sont difficiles à « désagréger » et interpréter en termes de processus.

⇒ Il faut donc exploiter ces différentes sources de données en parallèle, en s'appuyant sur certaines pour formuler des hypothèses sur le fonctionnement du bassin, et sur d'autres pour confronter les conséquences qu'impliquent ces hypothèses à la réalité. Cette démarche suppose une approche multidisciplinaire et une mise en commun des données quelquefois difficile à mettre en oeuvre

Cette longue revue des données disponibles sur le bassin du Naizin ne procède pas d'une volonté d'établir une monographie du bassin. Notre démarche est essentiellement méthodologique :

★ comme nous l'avons fait plus spécifiquement pour les sols, nous voulions, à partir des données disponibles, comprendre le fonctionnement hydrologique du bassin, et identifier des zones aux comportements contrastés, que la modélisation distribuée que nous voulons mettre en œuvre aurait confirmées. Nous espérons, en travaillant sur ce bassin suivi depuis de longues années, que les données seraient surabondantes pour cette démarche de modélisation, et que nous pourrions décider de celles qui seraient nécessaires et de celles qui seraient superflues, dans la perspective d'une modélisation similaire sur un autre bassin.

★ comme pour les sols encore, les données se sont avérées, non pas insuffisantes, mais inadaptées à notre démarche, et ne nous ont guère permis de dépasser une représentation très qualitative du fonctionnement du bassin versant.

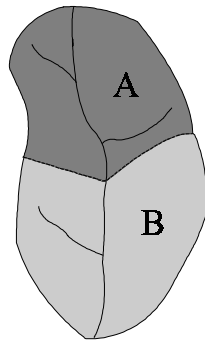
Ce paragraphe reprend les aspects principaux du bassin, et propose un schéma de son fonctionnement, qui servira de base à la démarche de modélisation qui suivra. Nous concluons par quelques considérations méthodologiques quant aux difficultés rencontrées dans cette phase d'exploitation des informations accumulées sur le bassin de Naizin.

I. Morphologie du bassin

Le bassin versant du Coët-Dan est constitué de deux parties aux caractéristiques assez contrastées : l'amont comporte des champs ouverts, peu pentus, soumis à une agriculture intensive. La partie aval est plus bocagère, présente des pentes plus prononcées, et les prairies y sont plus fréquentes. Le sous-bassin amont de Kervidy, plus particulièrement suivi par l'unité de Science du Sol de l'INRA de Rennes correspond approximativement à la première partie.

⇒ C'est sur cette moitié amont du bassin que nous concentrerons nos efforts dans la suite :

- les données y sont plus nombreuses et plus variées que sur le reste du bassin,
- la suite du travail est basée sur l'application du modèle hydrologique Topog (voir Partie III) et d'une modification de ce modèle. Or le bassin total de 12 km² constitue un ensemble trop vaste et trop complexe pour une première application du modèle et de sa version modifiée. Nous avons préféré concentrer nos efforts sur une faible surface pour développer notre méthodologie,
- un travail sur la seule partie aval supposerait de déterminer la contribution de la surface correspondante au débit, en faisant la différence entre les débits mesurés à Kervidy et à Stimoës, et donc en accroissant l'incertitude sur les mesures,
- le modèle hydrologique Topog sur lequel la suite du travail est basée s'appuie fortement sur la topographie du bassin d'application, et sur la topologie des écoulements qu'elle induit : le complémentaire d'un sous-bassin dans un bassin plus grand n'a pas de cohérence topographique propre, et l'application de ce modèle à la moitié aval du bassin en serait rendue difficile, sinon impossible.
- les stations climatiques utilisées sont situées sur le sous bassin de Kervidy. Il est possible que le fait que les simulations de débit à Stimoës via GR4h soient légèrement moins satisfaisantes qu'à Kervidy soit lié à cet éloignement et nous préférons nous dégager de cette source possible d'erreur,
- par contre, le travail spécifique au bocage que nous voulons entreprendre serait plus justifié sur la moitié aval, plus bocagère que le sous-bassin de Kervidy.



A+B : Bassin.

A : Sous-bassin.

B : Pas de cohérence topographique propre.

Figure 1 : Complémentaire d'un sous bassin dans un bassin.

Le schéma de fonctionnement que nous proposons maintenant vaut pourtant à la fois pour le sous-bassin amont de Kervidy et le bassin entier du Coët-Dan à Stimoës : il s'agit d'une explication essentiellement qualitative du comportement du bassin ; or les mêmes phénomènes se déroulent sans doute sur les deux parties du bassin, bien que dans des proportions différentes, que nous ne connaissons pas, sauf pour les quelques événements ayant donné lieu à une analyse géochimique ou isotopique (sur la moitié amont).

De surcroît, l'essentiel des données relatives à l'hydrogéologie dont nous disposons concerne le site de Stimoës, et nous n'avons donc d'indication sur la contribution des nappes profonde et superficielle au débit qu'à cet endroit. Il faut pour passer à Kervidy extrapoler ces résultats.

II. Composantes de base de l'écoulement

Les rapports du BRGM notent une diminution de l'épaisseur des altérites de schiste de l'amont vers l'aval du bassin. Ainsi, à Stimoës, elles ne mesurent plus par endroit que 4 mètres.

⇒ Nous ne connaissons par contre pas leur épaisseur à Kervidy, ni en haut de versant. On peut néanmoins supposer que la contribution de la nappe profonde au ruisseau est de ce fait plus marquée à Stimoës qu'à Kervidy. En effet, il faudrait un artésianisme plus marqué à Kervidy dans cette nappe profonde pour pouvoir alimenter le ruisseau, ce qui paraît moins probable en haut de bassin.

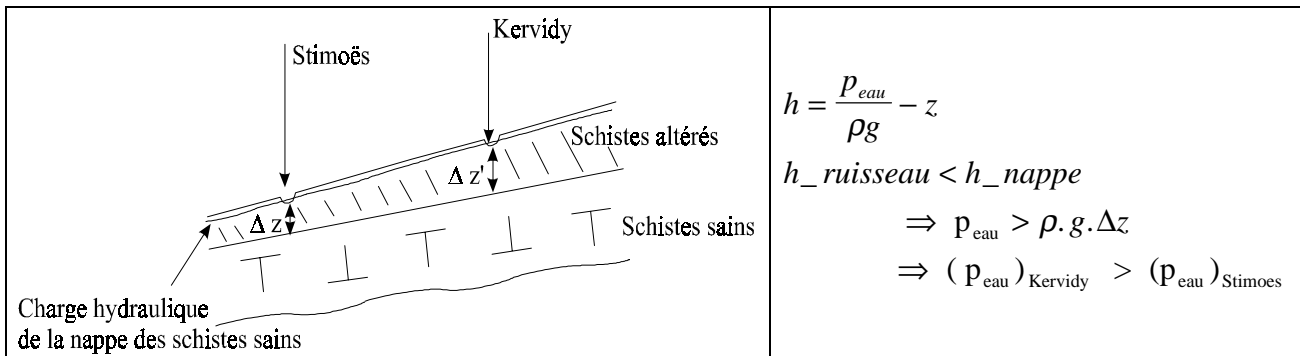


Figure 2 : Alimentation du ruisseau par une nappe profonde.

Globalement les altérites de schiste forment une nappe capacitive, qui alimentent la nappe située dans les schistes sains, plus transmissive. La charge hydraulique plus élevée dans cette nappe profonde que la nappe superficielle en période de hautes eaux suggère un apport des versants.

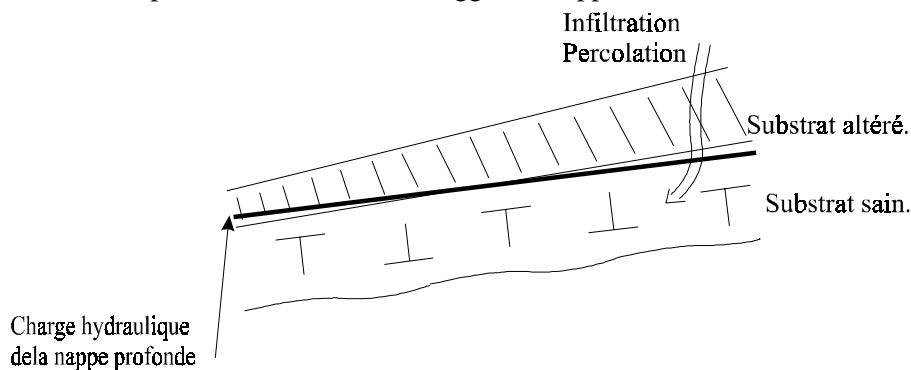


Figure 3 : Alimentation de la nappe profonde par les versants.

La contribution de ces deux nappes au ruisseau est minime, si l'on en croit l'analyse spectrale effectuée par le BRGM : celle-ci aboutit à un apport de 30% des deux nappes au volume écoulé à l'échelle interannuelle, la contribution de la nappe profonde ne représentant que 15% de cet apport, soit environ 5% de l'écoulement total ! Ces chiffres semblent toutefois contradictoires avec la vision précédente d'une nappe profonde alimentée par la nappe des altérites et alimentant elle-même le ruisseau : dans ce cas, la contribution de la nappe développée dans les schistes sains devrait constituer l'essentiel de l'écoulement souterrain.

Cette interprétation serait de surcroît cohérente avec l'observation d'une baisse de la contribution (en valeur absolue, et non relative) de la nappe en période de crue, qui a été observée (Durand, Communication personnelle). Dans ce cas, la charge hydraulique dans le ruisseau augmente, ainsi que la charge de la nappe superficielle et le gradient hydraulique [nappe profonde ⇒ ruisseau] n'est plus suffisant pour permettre une contribution significative de cette nappe au débit écoulé.

- Retenons que l'écoulement de base provient de deux nappes, situées respectivement dans les schistes sains et dans les altérites qui les surmontent. En été, les sources sont manifestement alimentées essentiellement par la nappe profonde, comme le montrent les mesures de conductivité effectuées en périodes de basses eaux. En hiver, l'écoulement de base est également assuré principalement par la nappe profonde. Par contre, il est possible que pendant les événements pluvieux, cette contribution s'efface devant celle de la nappe située dans les altérites de schiste, expliquant ainsi la proportion peu importante des apports de cette nappe dans le volume écoulé annuel.
- Quoiqu'il en soit, l'essentiel de l'écoulement sur le bassin, au niveau du site de Stimoës, a l'air de provenir d'un écoulement peu profond, ou superficiel.
- Au niveau du site de Kervidy, où les altérites sont plus épaisses, on peut penser que la contribution de la nappe profonde est encore moins importante, l'essentiel de l'écoulement provenant des schistes altérés, des horizons sus-jacents, ou du ruissellement.

- Ces considérations ne doivent pas faire négliger l'importance de ces deux nappes dans le comportement global du bassin versant. Notamment la nappe développée dans les schistes altérés conditionne le développement éventuel d'une nappe perchée dans des horizons moins profonds et plus conducteurs, et donc l'écoulement subsurfacique latéral saturé dans ces couches de sol, ou le ruissellement par saturation de la surface. La compréhension de la dynamique des différentes nappes et du développement de la nappe située dans les altérites de schiste conditionne celle de la réponse du bassin à des événements pluvieux.

L'exploitation du suivi des hauteurs d'eau dans les puits donne ainsi quelques indications, la nappe captée¹ est gouvernée par le niveau d'eau dans le ruisseau jusqu'à une certaine cote au dessus du ruisseau. Ensuite, elle est grossièrement parallèle à la surface topographique. L'implantation de quelques piézomètres par l'INRA sur un transect situé vers la parcelle du Mercy donne des indications contradictoires : la nappe captée est parallèle à la surface jusqu'à une centaine de mètres du ruisseau, puis « décroche » et est quasi-horizontale. Cette divergence des observations provient-elle du fait :

- que les piézomètres ont été installés avant deux hivers très secs, qui n'ont pas permis une réalimentation normale de la nappe,
- que ce n'est pas la même nappe qui est captée par les puits (ou certains des puits) et les piézomètres,
- qu'il y a une variabilité spatiale du développement des nappes sur le bassin ?

Il faudrait pour trancher reprendre les données, disposer de mesures synchrones ...

Notons que l'INRA a dernièrement installé plusieurs transects de piézomètres sur Kervidy, qui devraient permettre d'éclaircir la dynamique de la nappe, ou plutôt des nappes, à l'échelle de ce sous-bassin.

III. Composantes rapides

Les pluies dépassent rarement 20 mm par jour, et l'intensité des pluies est inférieure à 4 mm/h dans 80 % des cas. Or la conductivité des horizons de surface obtenue par Widiatmaka est de l'ordre de $2-3 \cdot 10^{-5}$ m/s soit 70 à 110 mm/h. Il est donc peu probable que du ruissellement généralisé se produise par dépassement de la capacité d'infiltration du sol, sauf dégradation significative de l'état de surface.

Il est d'ailleurs rare qu'il soit fait mention dans les rapports consultés de ruissellement important sur le bassin. De surcroît, les analyses géochimiques ou isotopiques effectuées minimisent également la contribution du ruissellement à la réponse du bassin à un événement pluvieux. Notons toutefois que le ruissellement peut mobiliser de l'eau stockée à la surface du sol, et qui ne sera pas par ces méthodes identifiée comme de l'eau « nouvelle », bien que correspondant en fait à un écoulement de surface. La même remarque vaut pour de l'eau exfiltrée par affleurement d'une nappe perchée à la surface du sol².

Tant les observations visuelles que les traçages isotopiques ou géochimiques suggèrent donc que la composante majeure de la réponse du bassin à un événement pluvieux provient d'un écoulement subsurfacique. Cette réponse est pourtant rapide (de l'ordre de 2 heures pour la montée au pic de crue sur Kervidy), mais on a vu (Partie I, chapitre 3) que plusieurs types de phénomènes permettent des écoulements rapides qui ne soient pas du ruissellement. Rappelons que ces phénomènes sont principalement, pour un bassin naturel :

- une intumescence de la nappe
- un écoulement dans des macropores,
- un écoulement piston, qui en fait ne fait que relayer un apport rapide d'eau par d'autres processus.

¹ Un problème étant qu'on ne sait pas forcément si la nappe captée est celle située dans le schiste sain, ou dans ses altérites.

² Le stock d'eau de la couche labourée, quand elle est complètement saturée, représente $V_1 = 5 \cdot 10^6 \cdot 0.3 \cdot 0.5 = 7.5 \cdot 10^5 \text{ m}^3$.

Une pluie de 20 mm correspond à un volume $V_2 = 5 \cdot 10^6 \cdot 0.02 = 10^5 \text{ m}^3$. On voit donc qu'il n'ait pas besoin de mobiliser de l'eau très profonde pour diluer complètement la pluie dans de l'eau pré-événementielle.

★ Sur Kervidy, le traçage géochimique conduit à une composante provenant des versants peu importante (20-30 %), et arrivant quelques heures après la montée initiale de crue. Cette observation suggère une intumescence de la nappe ou un effet piston dans les bas-fond pour expliquer la réponse rapide du bassin aux précipitations. De tels phénomènes impliquent pourtant une alimentation par le versant, dont on a vu qu'elle est difficilement explicable avec les conductivités dont on dispose.

★ Ainsi, si l'on suppose tout le bassin saturé, ou au moins toutes les rives de ruisseau (qui développe un linéaire d'environ 10 km), sur des pentes de 2% en moyenne, et avec une épaisseur de fuite de 1 m environ (ce qui majore nettement la profondeur moyenne du ruisseau), on obtient un débit de $Q = 2 \cdot 10^4 \cdot 0.02 \cdot 1 \cdot 10^{-5} \text{ m}^3/\text{s} = 4 \text{ l/s}$, alors qu'en période de crue, le débit se situe plutôt aux alentours du mètre cube par seconde. Même si le gradient au droit du ruisseau est plus élevé que la pente topographique, il faut quand même que l'eau s'écoule sur le versant pour alimenter cet écoulement, et le débit ainsi estimé n'atteindra donc jamais les 1000 l/s recherchés.

⇒ Il faut donc remettre en cause soit l'absence de ruissellement généralisé, soit la conductivité hydraulique à prendre en compte, soit la longueur de réseau hydrographique ou d'équivalent dans lequel se déversent les écoulements provenant des versants.

Aucune de ces hypothèses ne peut être écartée, et sans doute chacune d'elles permet-elle d'expliquer en partie les débits observés :

- Le ruissellement peut être important et difficilement observable à l'oeil nu : des écoulements faiblement concentrés dans les irrégularités du sol (traces de pneu par exemple) peuvent conduire à des débits importants s'ils sont généralisés à toute la surface du sol. Un ruissellement pur après une période sans pluie qui aurait asséché les stocks d'eau en surface conduirait à une proportion importante d'eau "neuve" dans les analyses isotopiques ou chimiques effectuées ; à notre connaissance toutefois, il n'y a pas eu de traçage après un tel événement, et on ne peut donc tester cette hypothèse³. Il peut également y avoir un écoulement hypodermique, dont on a vu dans la première partie qu'il se rapproche du ruissellement du point de vue hydraulique, mais qu'il n'est pas visible. Les observations obtenues par traçage au bleu de méthylène plaident aussi en ce sens, puisqu'elles montrent la possibilité d'un écoulement significatif rapide dans les premiers centimètres de sol.
- Les macropores sont susceptibles d'augmenter considérablement la conductivité hydraulique quand la surface du sol (ou l'extrémité amont des macropores) est mise en charge. Le protocole utilisé pour la mesure des conductivités hydrauliques à saturation ne concerne qu'un volume de sol relativement faible, et ne donne pas accès aux macropores, ou du moins aux écoulements préférentiels qui peuvent se développer à grande échelle : les conductivités hydrauliques obtenues peuvent donc être bien moins élevées que des conductivités équivalentes englobant l'effet des macropores (en admettant que de telles conductivités aient un sens).
- Enfin, le linéaire de ruisseau peut être augmenté par celui des fossés, fossés de bord de route, dérayures... qui ne sont pas très profonds, mais sont susceptibles d'intercepter le ruissellement, ainsi que les écoulements se développant dans la couche très perméable qu'est la couche labourée, dont on soupçonne qu'ils sont importants, tant en termes de débits que de qualité de l'eau.

Le drainage agricole par drains enterrés quant à lui entraîne à la fois l'augmentation de la conductivité globale du sol et l'augmentation de la longueur de linéaire interceptant les écoulements. En effet l'influence des drains sur les écoulements équivaut à une augmentation de la conductivité hydraulique, à l'échelle de l'interdrain, relayée par le transfert de l'eau ainsi récoltée dans les collecteurs de drainage, jusqu'au réseau hydrographique.

³ Il est de toutes façons fort probable que la réponse du bassin serait très atténuée dans ce cas, les précipitation servant à reconstituer le stock d'eau du sol (en surface et en subsurface).

IV. Schéma global de fonctionnement du bassin

Ces considérations nous conduisent à un schéma de fonctionnement, pour les deux bassins de Stimoës et Kervidy, qui nous semble en accord avec les analyses géochimiques, et les travaux de Carnet (1978). Le point difficile, et que nous ne sommes pas en mesure de résoudre actuellement, est d'attribuer à chaque processus une importance quantitative.

- 1 ⇒ En haut de bassin, l'écoulement est sub-vertical.
S'il y a du ruissellement, il se réinfiltre plus bas, dans les concavités ... sauf à être auparavant intercepté par un fossé ou un talus (qui favorise également la réinfiltration).
L'eau percole à travers les altérites jusqu'à la nappe des schistes sains, contribuant à la mise en charge observée au droit du ruisseau en bas de bassin.
- 2 ⇒ Plus bas, la nappe perchée se développe, et commence à pénétrer dans les horizons pédologiques plus conducteurs : l'écoulement latéral subsurfacique est plus important, et ce d'autant plus qu'il y a des macropores.
Là encore, il peut y avoir interception par des fossés, exfiltration de cet écoulement subsurfacique dans certaines zones, alimentation des zones de bas-fond.
- 3 ⇒ En bas de versant, les talwegs constituent une zone quasi-saturée.
L'écoulement dans les schistes altérés ou sous l'horizon éluvial albiq ue Ea est peu important : en période de crue, l'essentiel des débits passe dans l'horizon labouré. Rappelons que cet horizon n'étant pas très épais, cet écoulement ne suffit pourtant pas à expliquer le débit de crue, du moins avec les conductivités à saturation dont on dispose.

Si l'on s'intéresse maintenant de façon plus spécifique au sous-bassin de Kervidy, l'examen des chroniques pluie-débit nous suggère quelques remarques :

★ La montée de crue est de l'ordre de 2 heures, la crue étant en général passée en 4 heures sur Kervidy. La récession est relativement rapide (quelques heures), suggérant des processus rapides de vidange du bassin, qui présente par contre ensuite une récession très plate.

★ Un essai que nous avons effectué de caler TopModel (Saulnier, 1996), sur les chroniques de janvier 1994, suggère un système à trois composantes, qui a rendu impossible un calage satisfaisant, car TopModel n'a que deux composantes. Cela corrobore bien la perception que l'on a du fonctionnement du bassin :

- une composante lente constituée des deux nappes situées dans les schistes sains et altérés,
- une composante intermédiaire, provenant probablement de la nappe des schistes altérés, quand elle se développe dans des horizons plus conducteurs. Cette composante est alimentée dans un premier temps par l'eau de précipitation au cours de l'événement pluvieux, puis par l'infiltration de l'eau provenant des zones de stockage que peuvent constituer la rugosité du sol et les structures bocagères,
- une composante plus rapide : ruissellement, écoulement hypodermique, écoulement dans le réseau de fossés, intumescence de la nappe consécutive à des écoulements latéraux ou une infiltration de l'eau de pluie ou du ruissellement ...

Notons que le bassin total délimité à Stimoës a une réponse significativement plus lente que le sous-bassin de Kervidy (durée caractéristiques de crue de 19 heures contre 4 heures). Ceci est-il dû à la densité plus forte du bocage et un stockage de surface plus important, à une pédologie significativement différente (mais cela ne ressort pas de la carte pédologique), à une contribution plus forte de la nappe profonde, plus simplement à la différence de surface ... ?

La vision que l'on a du fonctionnement du sous-bassin de Kervidy, et a fortiori du bassin de Stimoës, est essentiellement qualitative. Nous connaissons les processus qui interviennent et sommes capables, pour certains d'entre eux, de les quantifier, de façon ponctuelle dans l'espace et/ou le temps. Par contre, il n'est pas possible, pour l'instant, de distribuer les processus dominants sur le bassin.

Cette incapacité est en grande partie liée à l'inadéquation de l'échelle d'acquisition des données, souvent ponctuelle : compte tenu de la variabilité spatio-temporelle qui affecte une grande partie des paramètres ou caractéristiques d'intérêt, ces données acquises à faible échelle ne suffisent pas à caractériser le fonctionnement hydrologique d'entités cohérentes du point de vue de ce dernier.

Des techniques plus globales, comme la télédétection ou la géochimie, représentent un progrès notable vers une métrologie adaptée aux besoins de la compréhension de la dynamique des écoulements sur un versant, nécessaire à une modélisation distribuée pertinente. On ne sait pourtant pas encore toujours déconvoluer les signaux obtenus, pour isoler et quantifier les processus qui y ont conduit.

Dans ces conditions, la modélisation permet de représenter la synergie entre les processus qui interviennent, et de tester des hypothèses quant à ceux qui dominent le fonctionnement du système, en conceptualisant les informations disponibles. C'est le travail qui est rapporté dans la suite du document, après la présentation du modèle hydrologique Topog et de son adaptation aux spécificités des bassins agricoles bocagers, comme ceux qu'on peut rencontrer en Bretagne.

Nous verrons toutefois que cette phase de modélisation, qui permettrait de mieux structurer la compréhension que l'on a du fonctionnement du bassin, a été compliquée par notre incapacité actuelle à caractériser la variabilité spatiale inhérente aux objets naturels, notamment pour ce qui concerne les sols et leur fonctionnement à l'approche de la saturation.

Remarques

- ★ Nous avons peu évoqué l'influence probable du drainage agricole sur le comportement du bassin. Celui-ci peut pourtant modifier profondément la réponse du bassin par rapport à celle qu'aurait un bassin non drainé. Toutefois, en l'absence de connaissance sur la répartition du drainage sur le bassin, et en l'absence de référence à ce sujet pour le bassin du Coët-Dan, nous n'en avons pas pour l'instant tenu compte. On verra pourtant plus tard qu'il nous est apparu nécessaire, en confrontant les résultats de modélisation avec les débits observés, de prendre en compte cet aspect du bassin.
- ★ La moyenne annuelle des précipitations sur le bassin est de 715 mm, celle de l'écoulement interannuel de 305 mm. L'évapotranspiration représente donc plus de la moitié du bilan en eau sur le bassin. Hormis le taux d'évapotranspiration potentielle (éventuellement distribué pour l'évaporation Pitche), nous ne disposons toutefois que d'assez peu de connaissances à ce sujet, notamment au niveau de la distribution spatiale de l'évapotranspiration réelle. Des tentatives ont été faites dans ce sens par le biais de la télédétection, mais des progrès restent à faire dans l'interprétation des images obtenues (Courault et al., 1996).
- ★ L'exploitation des données sur un bassin, outre qu'elle permet d'identifier les imperfections qu'elles peuvent présenter, permet, en les confrontant à d'autres sources de données, et en tentant une interprétation du fonctionnement du bassin, de mettre en évidence les domaines nécessitant des données supplémentaires, les expériences souhaitables pour trancher entre deux hypothèses. Elle nous paraît donc devoir avoir lieu le plus rapidement possible après leur acquisition, et il nous semble que les producteurs de données ont tout intérêt à collaborer, afin de valoriser au mieux leurs sources de données, et de bâtir des protocoles d'acquisition pertinents pour compléter au mieux les données dont ils disposent déjà.

**PARTIE III : MODELE HYDROLOGIQUE TOPOG.
COUPLAGE AVEC LE RESEAU ANTHROPIQUE**

Table des matières de la Partie III

INTRODUCTION : JUSTIFICATION DU CHOIX DU MODELE	5
Chapitre 1 : PRESENTATION DE LA VERSION INITIALE DU MODELE TOPOG	7
Historique du modèle. Contexte de son développement	7
I. Applications citées dans la littérature	7
II. Possibilités offertes par le logiciel	7
Réduction du modèle	9
Caractéristiques principales de la version utilisée	12
I. Analyse de terrain	13
I.1. Applications	16
II. Modèle hydrologique	17
II.1. Ecoulement vertical non saturé	18
II.2. Ecoulement saturé	19
II.3. Evapotranspiration	19
II.4. Ruissellement	20
II.5. Suivi des résultats	21
II.6. Etudes de sensibilité	21
Conclusion	22
Chapitre 2 : INFLUENCE DU RÉSEAU ANTHROPIQUE SUR LES ÉCOULEMENTS : REPRÉSENTATION ADOPTÉE	23
Introduction	23
I. Représentation des phénomènes en jeu	23
II. Implémentation dans Topog	24
Influence des linéaires anthropiques sur les écoulements : schématisation, acquisition d'ordres de grandeur	25
I. Fossés	25
I.1. Présentation de SeepW	26
I.2. Tests de sensibilité	27
I.3. Infiltration depuis un fossé.	30
I.4. Drainage du terrain par un fossé, phase de récession	32
I.5. Drainage du terrain par un fossé, période de pluie	34
I.6. Conclusions sur l'utilisation de SeepW	38
II. Talus	41
III. Routes	42
IV. Réseau hydrographique	42
V. Intersection d'éléments du réseau anthropique	43
Solution adoptée pour la représentation conjointe du réseau anthropique et du maillage Topog	43
I. Echanges mailles/éléments du réseau anthropique	47
I.1. Démarche envisagée pour un talus	47
I.2. Démarche utilisée pour un fossé ou une route	48
I.3. Cas des intersections	48
I.4. Représentation du drainage agricole	49
Transferts dans le réseau anthropique	50
I. Présentation et mise en œuvre de Canal9	51
I.1. Mise en œuvre de Canal9	52

II. Présentation et mise en œuvre de Mage	53
II.1. Mise en œuvre de MAGE	54
II.2. Conclusions sur la mise en œuvre de MAGE	56
III. Décisions prises pour la représentation du transfert dans le réseau anthropique	56
Hypothèses faites, questions générales en suspens	57
Conclusion	59
Chapitre 3 : COUPLAGE GÉOMÉTRIQUE, TOPOLOGIQUE ET HYDROLOGIQUE DE TOPOG AVEC LE RÉSEAU ANTHROPIQUE : PROGRAMMATION	61
Introduction	61
I. Structure du programme	62
Notice de Couplage_Geom	62
I. Lecture et structuration des données. Traitements préliminaires	63
II. Couplage géométrique maillage Topog / réseau anthropique	64
II.1 Scission des mailles dans lesquelles il y a intersection de brins	65
II.2. Calcul des intersections brins de saisie / maillage Topog	65
II.3. Scission des brins en tronçons de pente monotone, sans intersection	68
II.4. Gestion des abords de ruisseau	69
Notice de Couplage_Topol.f	70
I. Structuration en graphe ordonné du réseau (anthropique + hydrographique)	70
I.1. Agrégation des réseaux anthropique et hydrographique	70
I.2. Structuration du réseau en arbre ordonné	71
I.2.a. Procédure utilisée	70
II. Connexions entre le maillage et le réseau	73
II.1 Connexions maille / maille	73
II.2. Connexions maille / brin et maille / maille modifiée par passage de brin	74
II.3. Connexion au réseau de drainage agricole	76
III. Récapitulatif des approximations faites et des valeurs seuil choisies	77
Notice de Aire_Contrib.f	78
I. Choix des mailles « exutoire » de brins	78
II. Parcours des sous-arbres ascendants	79
III. Exploitation des résultats	80
Notice de Anthropog	80
I. Echanges maille/brin	81
I.1. Solution adoptée	81
I.2. Remarques	81
I.3. Interception des écoulements amont, représentation du drainage	83
II. Transfert dans le réseau (anthropique + hydrographique). Réinfiltration depuis un brin	85
II.1. Solution adoptée	85
II.2. Réinfiltration depuis un brin	86
II.3. Transfert dans le réseau	86
III. Simulation avec fossés virtuels	86
Conclusion	87
CONCLUSION	89
I. Version initiale de Topog	89
II. Evaluation d'ordres de grandeur relatifs à l'influence des linéaires anthropiques	89
III. Représentations choisies	90
IV. Modification de Topog	91

Table des figures de la Partie III

Introduction

<i>Figure 1 : Zones divergentes et convergentes sur un bassin versant</i>	6
---	---

Chapitre 1

<i>Figure 1 : Composantes de l'écoulement représentées par Topog</i>	11
<i>Figure 2 : Différence entre le gradient topographique et le gradient hydraulique en bas de pente</i>	12
<i>Figure 3 : Détermination de la frontière hydrologique, du réseau hydrographique et des lignes de crête</i>	14
<i>Figure 4 : Détermination des éléments du maillage dans une zone convergente et une zone divergente.</i>	14
<i>Figure 5 : Exemple des numérotations de biefs pour Topog</i>	15
<i>Figure 6 : Application de l'analyse de terrain au bassin versant de la Ramée (56)</i>	17
<i>Figure 7 : Schéma synoptique de Topog</i>	18
<i>Figure 8 : Ecoulement subsurface latéral entre deux mailles aux développements de profil différents</i>	19

Chapitre 2

<i>Figure 1 : Fonctionnement hydrologique d'un fossé</i>	26
<i>Figure 2 : Domaine simulé.</i>	28
<i>Figure 3 : Débit d'infiltration et volume cumulé. Sol homogène (Sal). Fossé parallèle à la pente et fossé en travers</i>	30
<i>Figure 4 : Débit drainé et volume drainé cumulé. Développement de profil sain. Fossé parallèle à la pente et en travers de la pente</i>	33
<i>Figure 5 : Fossé en travers de la pente. Profil sain, conductivités latérales multipliées par 10. Niveau initial et final de la nappe</i>	34
<i>Figure 6 : Débit drainé par un fossé parallèle à la pente. Développement de profil sain.</i>	35
<i>Figure 7 : Flux drainé par le fossé, en m³/s et par mètre de fossé, pour les trois développements de profil</i>	37
<i>Figure 8 : Fonctionnement hydrologique d'un talus</i>	42
<i>Figure 9 : "Discretisation" du réseau anthropique</i>	43
<i>Figure 10 : Influence de la résolution</i>	44
<i>Figure 11 : Découpage d'une maille en deux, trois, quatre mailles suivant le cas</i>	45
<i>Figure 12 : Illustration d'un cas où le drainage et la réinfiltration s'effectuent sur une surface très faible.</i>	45
<i>Figure 13 : Scission des mailles en deux quelle que soit la configuration : solution retenue</i>	46
<i>Figure 14 : Influence de la résolution sur le profil d'humidité simulé dans la maille.</i>	46
<i>Figure 15 : Echanges entre un talus et les mailles avoisinantes</i>	47
<i>Figure 16 : Intersection à 4 brins</i>	49
<i>Figure 17 : Intersection à 3 brins</i>	49
<i>Figure 18 : Schématisation de l'influence du drainage.</i>	50
<i>Figure 19 : Hydrogramme en différents noeuds avec un coefficient de Strickler de 10.</i>	56

Chapitre 3

<i>Figure 1 : Schéma d'une maille confluence</i>	63
<i>Figure 2 : Schéma d'une maille selle</i>	63
<i>Figure 3 : Modification du réseau au niveau d'une intersection de brins</i>	64
<i>Figure 4 : Cas général, scission d'une maille en 4 pour intersection en son sein</i>	65

Figure 5 : Scission d'une maille en 2	65
Figure 6 : Progression par bonds sur un segment	66
Figure 7 : Calcul de la longueur d'un brin dans une maille	66
Figure 8 : Assimilation d'un point à un coin de maille	66
Figure 9 : Traversée d'une maille plusieurs fois par le même brin	67
Figure 10 : Scission d'une maille en 2 pour intersection dans une maille adjacente	67
Figure 11 : Cas de traversée de mailles par plusieurs brins que l'on ne traite pas.	67
Figure 12 : Scission de brin de pente non monotone.	68
Figure 13 : Abords de ruisseau.	69
Figure 14 : Scission de segments de bief.	70
Figure 15 : Exemple de graphe, et sens de parcours du traitement.	71
Figure 16 : Calcul des fractions transférées à l'aval des noeuds	72
Figure 17 : Calcul des ordres.	72
Figure 18 : Exemple de bloc autonome	73
Figure 19 : Calcul des nouvelles connexions.	73
Figure 20 : Choix d'un brin dominant	74
Figure 21 : Exemple de nouvelles mailles	74
Figure 22 : Calcul des connexions entre sous-mailles, et entre sous-mailles et brin.	75
Figure 23 : Cas de sous-mailles trop petites	75
Figure 24 : Cas des mailles selle.	76
Figure 25 : Recherche d'un collecteur de drainage pour une maille.	77
Figure 26 : Imbrication d'arbres.	78
Figure 27 : Choix d'une maille "exutoire"	79
Figure 28 : Parcours d'un sous-arbre	79
Figure 29 : Calcul de l'aire drainée par une maille	80
Figure 30 : transfert normal d'un flux vers une maille avale.	82
Figure 31 : Illustration des indxs en configuration normale	82
Figure 32 : Illustration de cas particuliers	83
Figure 33 : Répartition des flux entre les différentes composantes.	84
Figure 34 : Transfert des flux vers les éléments aval, en cas de connexion « spéciale »	85

INTRODUCTION : JUSTIFICATION DU CHOIX DU MODELE

Comme on l'a justifié au début de ce mémoire (Partie I, chapitre 2), il est nécessaire, dans une démarche de modélisation dédiée à la représentation des différentes composantes de l'écoulement (et à terme de la qualité de l'eau) de disposer d'un modèle hydrologique distribué, décrivant relativement finement les processus en jeu, aussi modulaire que possible ; ce dernier point afin de pouvoir modifier la représentation que fait le modèle de certains processus sans compromettre la cohérence de l'ensemble du modèle.

La littérature sur les modèles physiques distribués est relativement riche. Toutefois, les articles se limitent trop souvent à la seule description des modèles, et ne comportent que rarement des exemples d'application de tels modèles à des situations réelles, de par la difficulté d'acquérir toutes les données qui leur sont nécessaires d'une part (Grayson et al., 1992) et de par le souci légitime de leurs concepteurs de ne donner que des exemples « qui marchent » d'autre part. De surcroît, ces modèles sont le plus souvent calés, au moins pour certains de leurs paramètres, de façon plus ou moins explicite, ce qui les transforme *de facto* en modèles conceptuels (Beven, 1989). Il est donc difficile de juger de la qualité et de la facilité d'utilisation d'un modèle aux seuls articles qui en traitent, les problèmes éventuels apparaissant quand on cherche à les appliquer sur ses propres jeux de données ...

Dans notre phase de recherche d'un modèle hydrologique permettant la représentation des différentes composantes de l'écoulement, notamment rapides, et qui soit adaptable à une prise en compte du rôle du réseau anthropique sur la réponse hydrologique d'un bassin versant, nous nous sommes notamment intéressés au Système Hydrologique Européen - SHE -(Bathurst et Wicks , 1991) au Institute of Hydrology Distributed Model - IHDM - (Calver, 1988, Calver et Binning, 1990), à Topog (Vertessy et al., 1993), et au HILLFLOW de l'université de Karlsruhe (Bronstert, 1994). Chacun de ces modèles a des avantages et des inconvénients.

- La structure du IHDM notamment nous paraît intéressante : il découpe le bassin en plan-versants et adapte la résolution des mailles à la pente du terrain, et à la précision recherchée suivant l'endroit du versant où l'on se trouve. Il semble toutefois qu'il soit peu stable du point de vue numérique, et nous n'avons trouvé que peu d'applications dans la littérature. De plus, il utilise un schéma de résolution aux éléments finis, consommateur en puissance de calcul¹.
- Le SHE est très complexe, et adapté à des bassins où la nappe profonde joue un rôle plus important que sur les bassins que nous voulons modéliser dans un premier temps.
- Quant au modèle HILLFLOW, il nous a paru intéressant pour la diversité des processus qu'il représente (notamment l'influence des macropores), mais il semblait manquer encore d'applications pratiques pour que nous décidions de l'utiliser.

⇒ Notre choix s'est porté sur le modèle du CSIRO² australien : Topog.

¹ Ce point nous paraissait limitant quand nous avons commencé le travail ; il l'est de moins en moins, compte tenu de l'évolution de la puissance des ordinateurs.

² CSIRO : Common Wealth Scientific and Industrial Research Organization.

Il présente l'avantage d'avoir une structure modulaire, et offre éventuellement plusieurs niveaux de complexité pour représenter le même processus suivant l'option choisie. Surtout, il utilise un maillage basé sur les lignes de niveau et les lignes de plus grande pente. Ceci permet la représentation implicite des zones convergentes et divergentes sur le bassin versant étudié, et donc la modélisation du ruissellement par affleurement de la nappe, mécanisme souvent invoqué pour expliquer les pics de crue sur les petits bassins à climat tempéré. Un autre avantage est de n'avoir à résoudre les équations de l'écoulement qu'à une dimension, et de n'avoir pas à choisir arbitrairement un algorithme de transferts des flux d'une maille à l'autre, comme le font les modèles hydrologiques utilisant un maillage carré ordinaire (Quinn et al., 1991).

A ce stade de notre travail, ce modèle nous a semblé présenter un bon compromis entre un degré de sophistication suffisant pour représenter les différents phénomènes intervenants, et une simplicité et une exigence en données assez raisonnables pour être mis en œuvre sans trop de difficultés.

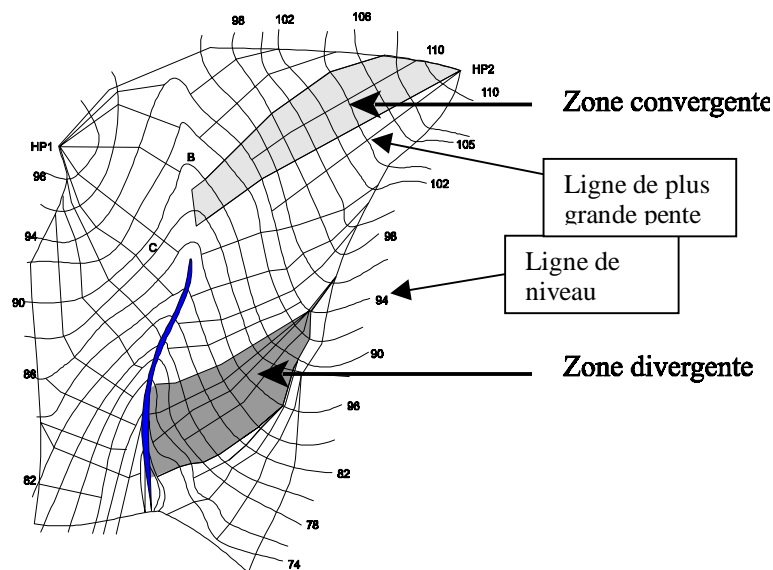


Figure 1 : Zones divergentes et convergentes sur un bassin versant

Cette partie présente dans un premier temps la version initiale de Topog, le travail de réduction effectué sur la version du logiciel dont on disposait pour le rendre plus maniable, ses principales caractéristiques.

Vient ensuite la programmation du couplage du modèle ainsi modifié avec la représentation du réseau anthropique de talus, fossés, routes... qui perturbent les écoulements par rapport à ce qu'ils seraient sur un bassin naturel. Ce couplage passe par l'acquisition de quelques ordres de grandeur pour déterminer la représentation que l'on fait de certains processus ; ce point est abordé dans un chapitre intermédiaire.

Ce qui est application du modèle à proprement parler est traité dans la partie suivante.

Chapitre 1 : PRESENTATION DE LA VERSION INITIALE DU MODELE TOPOG

Historique du modèle. Contexte de son développement

L'appellation « Topog » recouvre en fait un ensemble de programmes, développé par la « Division of Water and Land Resources » du CSIRO, dont le noyau commun est constitué par un modèle numérique de terrain basé sur les lignes de niveau et les lignes de plus grande pente, fournissant des entités « naturelles » pour l'essentiel des applications, où l'on considère que l'eau suit la ligne de plus grande pente sur un bassin versant naturel, chaque élément du maillage étant à chaque pas de temps de la simulation considéré comme un volume de contrôle.

I. Applications citées dans la littérature

On peut noter un assez grand décalage entre les possibilités offertes par le logiciel au vu des codes de calcul dont on dispose (gracieusement fournis par le CSIRO), et les applications trouvées dans la littérature. Celles-ci concernent essentiellement de petits bassins versants pentus (quelques centaines d'hectares), souvent forestiers, pendant de longues périodes, à un pas de temps quotidien. On peut citer par exemple :

- des applications hydrologiques comme la modélisation de petits bassins versants forestiers avant, ou après des coupes claires (Vertessy et al., 1993), le but annoncé étant de comprendre les phénomènes en jeu pour juger de l'impact des aménagements à venir,
- des applications concernant la qualité de l'eau : érosion (Vertessy et al., 1990, Dietrich et al., 1992), conception de tranchées pour l'infiltration ou le transfert d'effluents (Short et al., 1990),
- des applications écohydrologiques : modélisation de la croissance d'une forêt (Vertessy et al., 1996), modélisation de l'impact d'une augmentation du taux de dioxyde de carbone à l'échelle d'un bassin versant (Hatton et al., 1992).

II. Possibilités offertes par le logiciel

Par contre, si l'on en juge au seul code de calcul, Topog permet, pour un pas de temps quelconque :

- la représentation de l'écoulement dans la zone pédologique¹ de trois façons différentes :
 - * par la résolution de l'équation de Richards à une dimension pour l'écoulement vertical non saturé, l'écoulement saturé latéral étant représenté par la loi de Darcy. Le gradient hydraulique est considéré égal au gradient topographique,

¹ On désignera ainsi la portion de sol ne pouvant être qualifiée de souterraine, et qui nous intéresse principalement, c'est à dire la couche comprenant la nappe perchée quand elle existe, d'éventuels macropores, la zone non saturée.

- * par l'utilisation d'un schéma de Runge-Kutta pour l'écoulement vertical, qui considère le sol comme un ensemble de tranches constituant chacune un réservoir à mélange parfait, l'écoulement latéral saturé étant encore modélisé par la loi de Darcy. Ce type de schéma est souvent utilisé dans la littérature pour modéliser le transfert de produits dans le sol, mais est nettement conceptuel, la description des sols n'ayant plus rien de physique,
- * l'utilisation d'un schéma analogue à celui de TopModel (Saulnier, 1996), considérant que la conductivité hydraulique à saturation d'un sol décroît avec la profondeur, et que l'écoulement latéral saturé est décrit par la loi de Darcy. Cette représentation permet de s'affranchir d'une description complète des caractéristiques hydrodynamiques des sols, en revanche, elle ne donne pas accès à un profil d'humidité dans le sol,
- la représentation du ruissellement suivant trois modalités :
 - * le ruissellement est directement transmis à l'exutoire du bassin versant à chaque pas de temps,
 - * il est transféré à la maille aval à chaque pas de temps,
 - * il est géré par le schéma de l'onde cinématique,
- la nappe profonde peut être représentée :
 - * soit de façon très frustrante par une fuite à partir de la zone pédologique (coefficient de fuite proportionnel à la conductivité hydraulique, le coefficient de proportionnalité variant avec la charge hydraulique),
 - * soit par l'intermédiaire d'un module souterrain «complet», où le comportement de la nappe est modélisé par l'équation de Boussinesq (Wolsack, 1979) et résolue par un schéma aux éléments finis, qui implique un maillage différent de celui construit pour la surface,

Cette nappe peut être soumise à une évapotranspiration, et il peut y avoir différents types de conditions à la limite pour le toit de la nappe (suivant que les nappes profondes et perchées peuvent se rejoindre ou pas, que la nappe profonde est libre ou confinée ...),
- la représentation de la variabilité spatiale du climat,
- l'utilisation de trois formats d'entrée différents pour les chroniques climatiques, suivant le degré de complexité des chroniques dont on dispose. Topog peut générer certaines données manquantes,
- la représentation de la variabilité spatiale de la végétation,
- l'influence de tranchées perpendiculaires à la pente sur les écoulements ; ces tranchées peuvent être dotées de termes source ou puits variant avec le temps,
- la représentation de l'évapotranspiration par une équation de Choudhury et Monteith (1988) pour les deux premières représentations de la zone racinaire (couplée avec un calcul de l'ETP par l'équation de Penman Monteith) et un schéma de Ritchie pour la résolution « à la TopModel »,
- la représentation de trois couches de végétation : arborée, herbacée ou arbustive et litière,
- la prise en compte éventuelle de macropores,
- la représentation du transfert de solutés,
- la modélisation de l'érosion.

⇒ Cet écart entre les ambitions du modèle et ses applications réelles tient sans doute en partie à son histoire : l'objectif premier visé au moment de la conception de Topog, au milieu des années 1980, était de développer un modèle apportant des éléments de compréhension aux problèmes de salinisation qui affectent une grande part des terres irriguées en Australie. Le schéma initial prévu devait comporter :

- la partie superficielle du modèle telle qu'on la connaît, s'appuyant sur le maillage « canonique » du terrain, qui avait déjà été utilisé dans des applications en régime stationnaire (Moore et al., 1986, 1988, 1993, O'Loughlin, 1986, 1990). Son rôle initial était donc essentiellement de gérer les échanges avec la nappe profonde, ou de simuler un état

quasi-stationnaire du bassin, ce qui explique certaines imperfections du modèle que nous serons amenés à relever plus loin,

- la partie souterraine représentée par une classique équation de Boussinecq s'appuyant sur un maillage aux éléments finis triangulaires.

Toutefois, il semble que la partie superficielle du modèle ait été appliquée avant que le modèle complet ne soit disponible, sans doute pour répondre à des contrats, le développement de Topog ayant été apparemment très lié aux vicissitudes de la recherche en Australie. Ces aléas se retrouvent dans le programme source, où l'on distingue nettement trois ensembles :

- 1• le noyau dur du modèle que constitue l'analyse de terrain, aboutissant à un maillage constitué de lignes de niveau et de lignes de plus grande pente, constitue un ensemble cohérent et « fini »,
- 2• de même, tout ce qui est analyse du fonctionnement en régime stationnaire, qui a constitué les premières applications issues de l'analyse de terrain semble un produit achevé,
- 3• par contre, le programme traitant de la modélisation hydrologique transitoire a un aspect beaucoup moins structuré, différents modules ou options aboutissant à des impasses, d'autres parties du programme n'ayant manifestement jamais été utilisées - les erreurs de programmation qu'elles comportent en étant la preuve -. Ceci rend le programme hydrologique difficilement lisible, en l'absence de notice ou de suffisamment de commentaires.

Force est de noter que l'aspect physique distribué de Topog n'est pas complètement exploité dans les applications citées, tant au niveau des paramètres choisis, qui sont peu ou pas distribués - notamment pour ce qui concerne le sol ou la végétation -, qu'au niveau de la validation du modèle, puisqu'on se sert essentiellement du débit à l'exutoire pour juger de l'adéquation des simulations aux observations, n'aboutissant qu'à une validation incomplète (Grayson et Nathan, 1993). De surcroît, dans ces applications, les pas de temps utilisés ne permettent guère de vérifier si Topog représente correctement les processus dominant la dynamique des écoulements sur le bassin, un pas de temps journalier ne paraissant pas cohérent avec la simulation des crues pour les bassins sur lesquels Topog a été appliqué (quelques centaines d'hectares en pente forte).

Dans ces conditions, on peut s'interroger sur le choix fait d'utiliser Topog pour notre problématique : le fait qu'il n'ait pas été utilisé pour des problèmes proches de ceux qui nous intéressent, tant au niveau de la taille des bassins que des temps caractéristiques ne nous est pas toutefois pas apparu rédhibitoire.

En effet, ce qui nous intéresse principalement dans Topog est la partie analyse de terrain. La représentation d'un processus particulier peut toujours être modifiée, si on le juge nécessaire, grâce à la conception modulaire du programme.

C'est du moins ce que nous pensions au début du travail. Nous verrons plus loin que certains aspects de la structure de Topog brident les modifications que l'on pourrait effectuer pour la représentation de certains processus.

Réduction du modèle

L'ensemble des programmes Topog tels qu'on les a reçus peuvent être regroupés en trois parties :

- tout ce qui est interface graphique, que nous ne détaillerons pas ici, écrit essentiellement en langage C, qui assure une visualisation des résultats agréable. La construction des fichiers de données est, quant à elle, beaucoup plus laborieuse,
- la partie analyse de terrain, qui est la partie de Topog la plus achevée, et est en fait issue du logiciel TAPES-C (Topographical Analysis Program for the Environmental Sciences) de traitement de modèle numérique de terrain (Moore 1988). Elle a dans un premier temps été écrite en Fortran 77, puis partiellement réécrite en C,

- le modèle hydrologique à proprement parler, écrit entièrement en Fortran 77 et qui, comme on l'a signalé plus haut, comportait de nombreuses options, permettant de représenter le même processus avec des degrés de complexité divers.

Il s'agit d'un modèle de recherche, encore en évolution, sans réelle notice, qui demande un peu d'attention, notamment pour la mise en œuvre de la partie topographique. Sous sa forme complète, Topog est relativement lourd, et difficilement maniable, les combinaisons des différentes options aboutissant à un grand nombre de cas particuliers et diverticules dans le programme. Comme nombre de ces options ne semblaient pas strictement nécessaires au type d'application que l'on projetait de faire de Topog, on a décidé de « l'alléger » :

- compte tenu de la superficie modérée des bassins sur lesquels on pense appliquer le modèle, et le fait qu'il s'agira dans un premier temps de zones au climat tempéré, on ne permet plus la variabilité spatiale des entrées climatiques. De surcroît, comme on travaillera a priori essentiellement au pas de temps horaire (Cf. Partie I), seul un des formats possibles pour les chroniques climatiques, correspondant à l'utilisation de grandeurs instantanées, a été conservé,
- le travail concerne essentiellement les écoulements rapides et est destiné à être appliqué dans un premier temps surtout à des bassins versants où on suppose une influence restreinte de la nappe profonde : la composante souterraine profonde du modèle a été supprimée, d'autant que ce module ne semblait pas « consolidé » et qu'il n'était nulle part fait mention de son application,
- seul le module d'écoulement subsurface basé sur l'équation de Richards a été conservé : les autres ne semblaient pas avoir été déjà utilisés - et donc encore moins validés -, et seul ce module peut donner accès à des profils d'humidité dans le sol, qui permettrait une validation du modèle autre que par le seul débit à l'exutoire. De plus, c'est ce schéma qui est apparu le plus adapté à un couplage avec la représentation du rôle du réseau anthropique sur les écoulements, sans doute parce que le plus « physique »,
- seul un schéma d'évapotranspiration a été conservé, correspondant à celui usuellement utilisé dans les applications de Topog citées dans le paragraphe précédent, qui est également celui pour lequel on peut espérer trouver le plus facilement des paramètres dans la littérature ; il s'agit du schéma de Choudhury et Monteith (1988), s'appuyant sur une évaluation de l'ETP par l'équation de Penman-Monteith,
- la possibilité qu'avait le modèle d'exporter systématiquement le ruissellement à l'exutoire d'un pas de temps à l'autre a été supprimée : ceci n'a aucun sens à un pas de temps horaire, et empêche de surcroît toute réinfiltration alors que celles-ci sont soupçonnées être importantes sur le bassin étudié,
- les modules d'érosion et de transfert de soluté, inutiles dans un proche avenir, ont également été enlevés,
- on ne représente plus qu'une couche de végétation : il est en effet superflu de représenter litière, couche herbacée et couche arborée dans le cas de terres cultivées,
- enfin, le module concernant les macropores a été conservé, bien que la représentation qui en soit faite n'ait rien de physique, et que ce module n'ait apparemment jamais été utilisé. Nous ne le détaillerons donc pas ici ; notons simplement que le modèle considère que les macropores occupent une certaine proportion du volume du sol, sur une certaine profondeur de sol (ces caractéristiques étant variables spatialement si on le désire). En cas de saturation de la surface, l'eau peut remplir les macropores, puis, d'une part s'infiltrer dans la matrice de sol de la maille sur laquelle on est en train de résoudre le bilan en eau, suivant le déficit en eau dans cette maille et la conductivité hydraulique des horizons pédologiques qui constituent son profil de sol, d'autre part transférer l'eau qu'ils contiennent vers les macropores de la ou des mailles aval.

Vue dans le sens de la pente

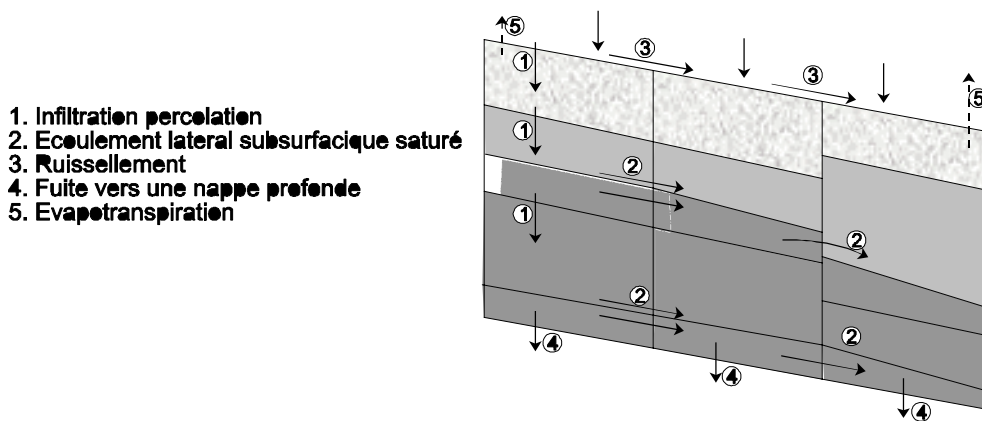


Figure 1 : Composantes de l'écoulement représentées par Topog

Une fois la modification du programme terminée, on a comparé les résultats du modèle « allégé » avec les résultats de la version complète en utilisant les options correspondantes aux modules gardés. Cette comparaison a été effectuée pour un versant amont du sous bassin de Kervidy, pour les années 1994-95 : les résultats sont rigoureusement les mêmes, prouvant que la modification n'a pas altéré le modèle. La version finale ne comporte « plus que » 9 000 lignes au lieu de 27 000, et une structure nettement moins arborescente que la version initiale, ce qui rend le modèle plus lisible.

Les divergences entre la notice dont on disposait et les capacités réelles du programme, le fait que celui-ci n'était pas surchargé par les commentaires et les noms de variables peu explicites ont transformé le décorticage du programme en un exercice de patience tout à fait bénéfique quoique relativement fastidieux. Il était pourtant nécessaire :

- d'une part, comme on vient de l'exposer, le programme est ainsi plus maniable. De surcroît, on imaginait difficilement de programmer un couplage (Topog / réseau anthropique) pour chacune des options possibles, notamment au niveau du type de représentation choisi pour les écoulements dans la zone subsurface.
- d'autre part, quelques incohérences sont apparues, notamment au niveau de la lecture des données climatiques et de la gestion du pas de temps, dès que l'on utilisait un pas de temps autre que quotidien, qui est celui pour lequel Topog a été écrit à l'origine. Il semblait donc sage de vérifier la démarche suivie par Topog dans ses calculs, d'autant qu'il « raisonne » parfois en flux, parfois en volumes et parfois en lames d'eau équivalentes sur la maille, et que la cohérence des traitements effectués avec le pas de temps utilisé n'est pas toujours triviale.

Le choix des modules conservés peut paraître assez arbitraire. Dans l'ensemble, on a cherché à conserver les modules qui avaient déjà été utilisés, d'une part parce que cela leur assurait une certaine « consolidation » du point de vue informatique, d'autre part parce que l'on disposait ainsi dans la littérature d'ordres de grandeurs des paramètres à utiliser pour les différents phénomènes tels que modélisés par Topog ... Enfin, ce choix correspondait le plus souvent à l'approche la plus physique et nous avons considéré, peut-être à tort (Grayson et Nathan, 1993), - nous y reviendrons dans la dernière partie -, qu'il était plus facile de dégrader la représentation faite d'un processus si cela s'avérait nécessaire que de la complexifier.

⇒ A partir de maintenant, le terme de Topog désignera la version allégée du modèle hydrologique dont nous disposons et sur laquelle est basée le reste du travail.

Nous en présentons les principales caractéristiques dans le paragraphe suivant.

Caractéristiques principales de la version utilisée

Topog considère que l'eau suit la ligne de plus grande pente. Un bassin versant est donc découpé en tubes de courant, partagés eux-mêmes en mailles s'appuyant sur les lignes de niveau. Il ne peut donc y avoir diffusion de l'écoulement entre des bandes de courant. Cette limitation peut être gênante dans des régions proches du réseau hydrographique, ou quand la nappe approche de la surface. Par contre, elle évite la diffusion numérique entre bandes de courant, et n'implique pas les choix assez arbitraires auxquels on est confronté dans les modèles numériques de terrain raster où il peut y avoir directions multiples d'écoulement, et où il faut attribuer à chaque maille une fraction des flux sortant des mailles amont. Cette approche par tube de courant nous paraît donc globalement positive.

Chaque maille ainsi délimitée est considérée comme un volume de contrôle : à chaque pas de temps, le modèle calcule le bilan en eau sur ce volume, en fonction des entrées sur la maille (ruissellement et écoulement subsurface provenant des mailles situées à l'amont, pluie sur la maille), des caractéristiques du milieu (caractéristiques hydrodynamiques du développement de profil pédologique, profil d'humidité au pas de temps considéré) et des sorties (ruissellement et écoulement subsurface vers les mailles situées à l'aval, évapotranspiration, dépendant de la végétation implantée sur la maille et de la profondeur racinaire, percolation éventuelle vers une nappe profonde).

Cette démarche permet de considérer chaque maille de façon indépendante, en procédant du haut vers le bas du bassin, et donc de simplifier les calculs. Par contre, elle interdit tout contrôle par l'aval, ce qui est une grave limitation, comme on le montrera plus tard. En effet, les flux sortant d'un élément tels qu'ils sont calculés par Topog ne dépendent que de l'état de cet élément, nullement de la capacité des éléments aval à recevoir ces flux. Cette représentation est sans doute licite dans des bassins très pentus, mais ne paraît guère adaptée à des régions où la nappe se développe le plus souvent à partir du ruisseau.

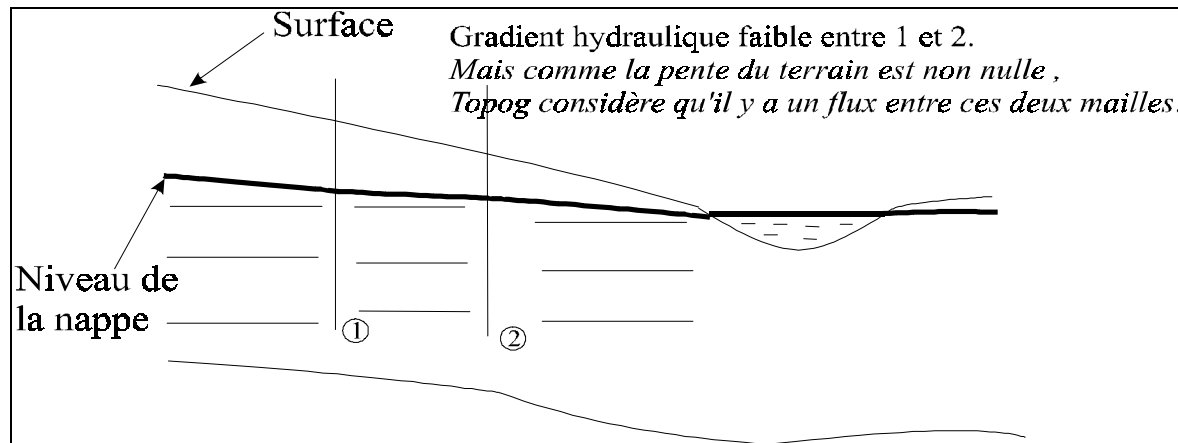


Figure 2 : Différence entre le gradient topographique et le gradient hydraulique en bas de pente

NB : On aurait pu envisager d'utiliser le gradient hydraulique « réel » entre deux éléments, plutôt que le gradient topographique. Ceci entraîne des difficultés liées au fait qu'une maille peut avoir plusieurs mailles aval, et surtout que les profils de sol peuvent être constitués de plusieurs couches, et donc contenir plusieurs nappes : quel gradient choisir alors ? De surcroît, cette solution risquerait d'entraîner des instabilités numériques : il semble en effet qu'une démarche de ce genre soit un premier pas vers un schéma aux éléments/différences finies dans la dimension correspondant à la direction de l'écoulement, ce qui aboutirait à alourdir notablement le schéma de Topog, et éventuellement à le dénaturer. Ceci nous a semblé sortir du cadre de notre travail.

On présente tout d'abord rapidement le traitement topographique précédant la modélisation hydrologique à proprement parler, qui sous-tend l'ensemble de la modélisation hydrologique, puisqu'y sont calculées aussi bien les caractéristiques des éléments du réseau maillé couvrant le bassin versant étudié que les liaisons entre ces différentes mailles, qui conditionnent la représentation que l'on fait des transferts sur le bassin. De plus, une vision claire de la démarche suivie pour l'analyse de terrain et des résultats dont on dispose à son issue facilitera la compréhension du couplage topologique maillage Topog / réseau anthropique présenté au chapitre suivant.

1. Analyse de terrain

Les données utilisées par ce module sont :

- des points cotés
- ou/et des lignes de niveau
- éventuellement le tracé du réseau hydrographique

1 - Dans un premier temps, le programme construit à partir de ces données une grille carrée des altitudes sur le bassin (MNT « normal », en quelque sorte).

2 - L'utilisateur ayant spécifié l'équidistance des lignes de niveau (modulables sur le bassin suivant la gamme l'altitudes où l'on se situe), le modèle calcule alors les lignes de niveau qui serviront de base au maillage. On peut choisir le degré de lissage des courbes, ainsi que la densité des points sur les courbes de niveau.

3 - On délimite ensuite la frontière hydrologique du bassin versant, définie par deux points de part et d'autre de l'exutoire, et une succession de points haut et points selle. Si le bassin contient des sous-bassins, ceux-ci sont décrits par un point « haut » et un point « selle » à l'intérieur du bassin, et un point haut sur la frontière extérieure².

Le modèle calcule alors la frontière hydrologique, comme une succession de segments perpendiculaires aux lignes de niveau situées entre les points indiqués.

² Les quelques essais effectués pour délimiter ainsi des sous bassins se sont soldés par des échecs, et nous n'avons pas insisté, n'en ayant pas strictement besoin pour les bassins versants sur lesquels nous avons appliqué l'analyse numérique de terrain proposée par Topog. Il nous semble toutefois qu'il serait relativement facile de corriger ce point, puisque le module existe, et demande « simplement » à être corrigé.

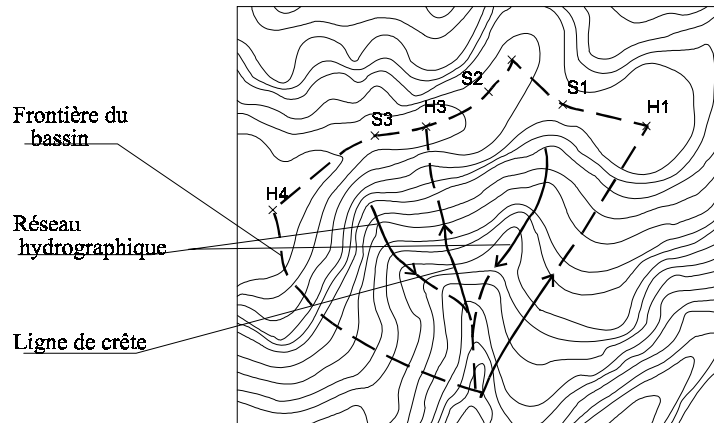


Figure 3 : Détermination de la frontière hydrologique, du réseau hydrographique et des lignes de crête

4 - On indique ensuite les têtes de ruisseaux, ce qui est assez subjectif ; une première approximation peut être donnée par les extrémités du réseau hydrographique pérenne porté sur les cartes IGN au 25 000ème. Le modèle détermine le réseau hydrographique, en descendant perpendiculairement aux lignes de niveau depuis ces points jusqu'à l'exutoire.

5 - Le modèle détermine alors les lignes de crête, à partir des confluences du réseau hydrographique et jusqu'aux points hauts correspondants. Le fait de tracer les lignes de crêtes améliore la représentation du terrain dans les fonds de vallée, et le long des crêtes où la courbure est forte. Ce point était absent dans la version initiale de TAPES-C (logiciel d'analyse de terrain ayant fourni la base de Topog), ce qui conduisait à des zones mal définies à ces endroits.

6 - Ces lignes structurantes du paysage étant déterminées, le modèle calcule ensuite les lignes de plus grande pente qui délimitent les éléments utilisés ensuite par le modèle hydrologique, à partir d'une largeur moyenne de maille fixée par l'utilisateur.

Le modèle procède par couple de lignes de niveau, en partant du bas. A chaque étape, il prolonge les lignes de plus grande pente venant de la ligne de niveau précédente. Toutefois, si cela conduit à des éléments moins larges que la moitié de la largeur seuil, il regroupe plusieurs éléments jusqu'à ce que ce critère soit respecté. A l'inverse, si on a des mailles plus larges que 1.5 fois la valeur seuil, ces mailles sont scindées en deux. Cette démarche permet de limiter la dispersion de la taille des mailles.

La structure ainsi obtenue donne de façon «naturelle» les connexions entre mailles, plusieurs mailles pouvant se jeter dans la même dans une région convergente, ou au contraire une seule maille dans plusieurs dans les zones de divergence.

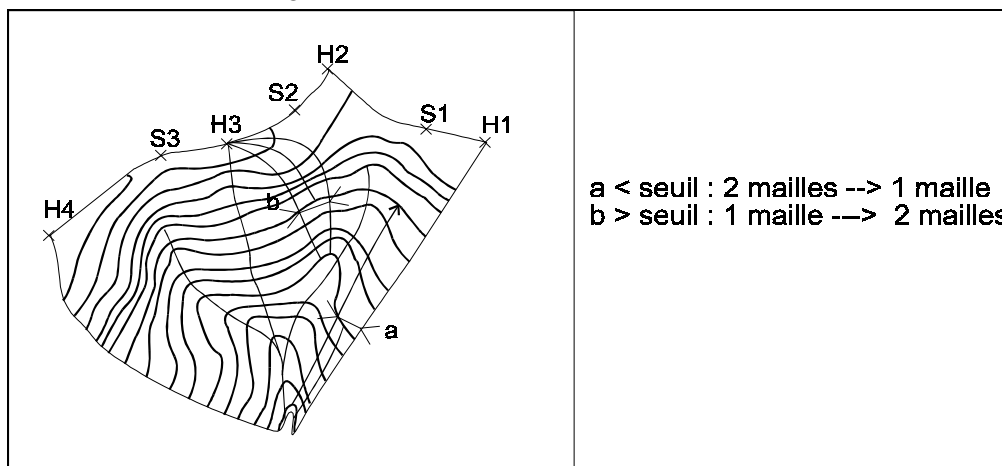
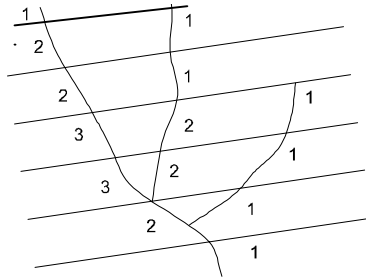


Figure 4 : Détermination des éléments du maillage dans une zone convergente et une zone divergente.

⇒ Les résultats disponibles après ce traitement topographique sont :

- les polygones curvilignes constituant le maillage Topog,
- les caractéristiques des éléments du maillage : pente, surface, longueur, numéro de bief du réseau hydrographique bordant la maille le cas échéant ...³
- les connexions entre les mailles. Plus exactement, pour chaque maille, on connaît les mailles situées à son aval, et la fraction des flux sortants qui s'y jette (au prorata des largeurs de maille en contact, quand il y en a plusieurs),
- les coordonnées du réseau hydrographique, et les connexions entre deux segments de ruisseau (délimité par deux lignes de niveau), sans notion d'ordre pour un segment, ni de continuité topologique du réseau.



Les numéros indiqués représentent l'identifiant de chaque segment de ruisseau délimité par deux lignes de niveau pour Topog. On voit que cette numérotation ne donne aucune indication sur la connectivité du réseau hydrographique.

Figure 5 : Exemple des numérotations de biefs pour Topog

- Chaque maille est repérée, d'une part par son indice global dans l'ensemble du réseau maillé (c'est à dire son numéro dans le tableau représentant l'ensemble des mailles), d'autre part par la ligne de niveau sur laquelle elle se trouve, et son numéro sur cette ligne de niveau.

⇒ On peut d'ores et déjà formuler quelques remarques, que l'on retrouvera de façon récurrente au fil de la modification et de l'application de Topog. Les procédures présentées conduisent en effet à quelques limitations :

- les mailles des zones plates sont très étendues puisque, si l'on peut choisir l'écart entre deux lignes de niveau, ce choix vaut pour toute la ligne de niveau. Les plateaux, et surtout les fonds de talwegs, sont donc souvent représentés par des mailles très grandes, sauf à avoir un nombre très élevé d'éléments sur le reste du bassin où la topographie est plus marquée,
- le choix fait de fondre en une seule des mailles trop étroites et « d'oublier » les mailles effacées fait que le maillage n'est pas assimilable à une matrice au niveau des connexions entre mailles, ce qui en soit n'est pas gênant, mais nous compliquera la tâche ultérieurement du point de vue de la gestion des connexions entre mailles,
- comme on l'a déjà souligné, le réseau hydrographique n'est pas représenté de façon satisfaisante,
- une maille du réseau ne peut se jeter que dans une autre maille (ou plusieurs si on est dans une zone divergente), et pas dans le réseau hydrographique. En effet, la version de Topog dont nous disposons ne représente aucun transfert vers le réseau hydrographique, et ne gère pas les échanges maille/tronçon du réseau hydrographique. A vrai dire, le réseau hydrographique est dessiné sur l'interface graphique, puis n'intervient plus jamais. Ceci pouvait être acceptable sur de très petits bassins, où a été jusqu'à présent appliqué Topog, ou

³ Ce module calcule également les radiations moyennes reçues par chaque maille à chaque saison, en fonction de la latitude du bassin étudié, et de l'orientation et la pente de la maille. Cette sophistication s'explique sans doute par l'importance du terme d'évapotranspiration dans les bilans en eau australiens, et par le fait que Topog a souvent été appliqué sur des bassins pentus, où son orientation a une influence non négligeable sur le rayonnement moyen reçu par une maille,

dans le cas où on chercherait surtout à modéliser les échanges avec une nappe profonde, mais cesse de l'être dès que l'on passe à des surfaces suffisantes pour qu'il y ait un réseau hydrographique pérenne ou bien par exemple que l'on s'intéresse aux écoulements subsurfaciques latéraux et leur interception par le réseau hydrographique..

⇒ Il nous faudra donc programmer une représentation plus réaliste du réseau hydrographique, comprenant les échanges maille/rivière, et le transfert dans le réseau hydrographique. Ce point sera abordé au paragraphe suivant, en parallèle au couplage de Topog avec la représentation du réseau anthropique.

I.1. Applications

On a appliqué ce module d'analyse de terrain, d'une part sur notre site d'étude du Naizin, d'autre part sur trois autres petits bassins bretons (Chabalier, 1997). Ces applications appellent quelques commentaires :

- L'utilisation du module d'analyse de terrain demande un certain doigté, qui s'acquiert au bout d'une à deux applications, et qui permettent d'identifier plus facilement les étapes qui posent problème et qui font qu'elles ne peuvent être traitées jusqu'à leur terme. Cette identification des erreurs (et leur correction) est d'autant plus facile que l'on connaît les grandes lignes du programme source. Notamment, l'étape de détermination de la frontière hydrologique est sans doute une des moins robustes de l'ensemble de l'analyse de terrain ; or une frontière hydrologique saugrenue empêche une détermination satisfaisante des éléments du maillage. Il nous a donc fallu parfois modifier légèrement la topographie de la zone de haut de bassin pour obtenir une frontière hydrologique raisonnable, qui permette le calcul ultérieur du maillage Topog. Ceci n'est pas très grave du point de vue de la simulation hydrologique, dans la mesure où les éléments situés à proximité de la frontière n'ont souvent qu'un rôle limité sur les écoulements, compte tenu de leur faible surface drainée amont.
- Comme on l'a déjà dit, la configuration où un sous-bassin est inclus dans le bassin étudié n'est pas pour l'instant correctement traitée : ce point serait à améliorer si l'on devait passer à des bassins plus complexes.
- Enfin, un des bassins traités comme exemple a permis de se rendre compte du fait que l'analyse de terrain échoue à représenter correctement les talwegs sinueux et encaissés, comme l'illustre la figure ci-dessous. Il faudrait pour résoudre ce problème diminuer l'équidistance des courbes, mais cela impliquerait un maillage très dense.

NB : Nous n'avons pas appliqué ce module d'analyse de terrain au bassin complet du Coët-Dan : compte tenu du caractère peu pentu de la moitié amont du bassin, et de l'intervalle relativement faible entre les lignes de niveau (équidistance des courbes de 1 à 2 m) qu'il nécessite pour obtenir des mailles de tailles raisonnables, nous aurions obtenu un nombre de mailles très élevé sur la partie inférieure, où les pentes sont plus prononcées. Le nombre de mailles ainsi obtenu aurait rendu les simulations très longues. Quant à travailler seulement sur la partie aval du bassin, l'exposé de la façon dont Topog construit son maillage a montré que ce n'était pas possible.

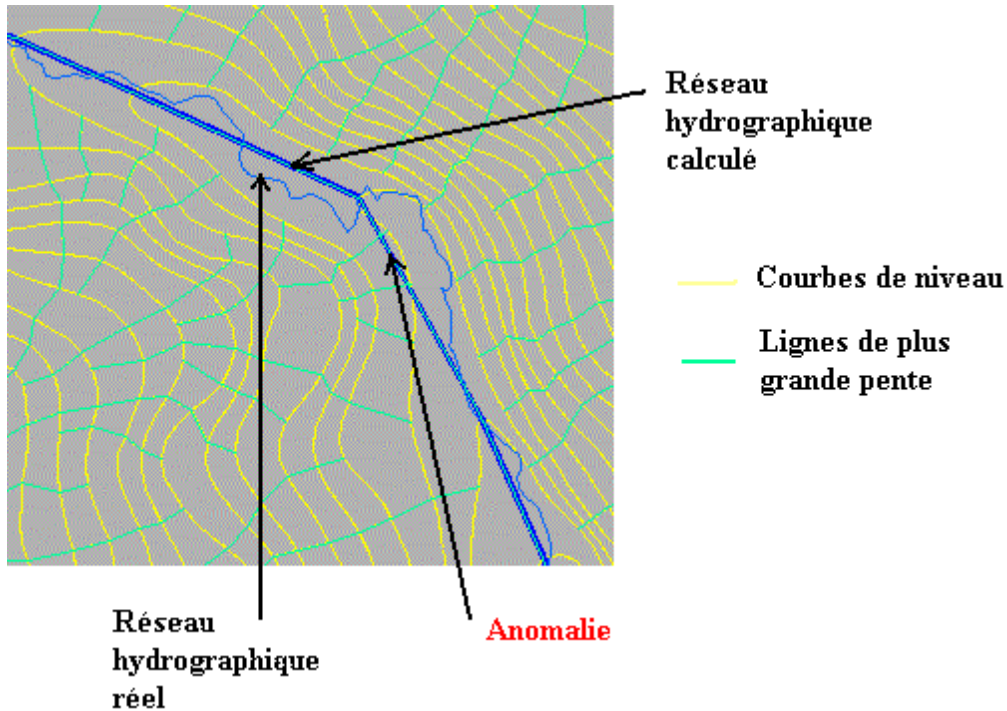


Figure 6 : Application de l'analyse de terrain au bassin versant de la Ramée (56)

II. Modèle hydrologique

Une fois le maillage décrivant le bassin déterminé, on peut passer à la description des différents modules constituant le modèle hydrologique à proprement parler.

Topog considère qu'il n'y a d'écoulement non saturé que vertical, et le représente par l'équation de Richards. L'écoulement saturé (vertical ou latéral) est représenté par la loi de Darcy. L'évapotranspiration potentielle est calculée par l'équation de Penman-Monteith, et l'évapotranspiration réelle en est déduite en fonction de la disponibilité de l'eau dans le profil de sol. Le ruissellement quant à lui est représenté par l'équation de l'onde cinématique.

Comme on l'a déjà souligné, Topog considère chaque maille comme un volume de contrôle ; à chaque pas de temps, et pour chaque élément, de haut en bas du bassin, il utilise donc l'organigramme suivant, pour lequel nous allons donner une brève description de chaque module et chaque jeu de données correspondant :

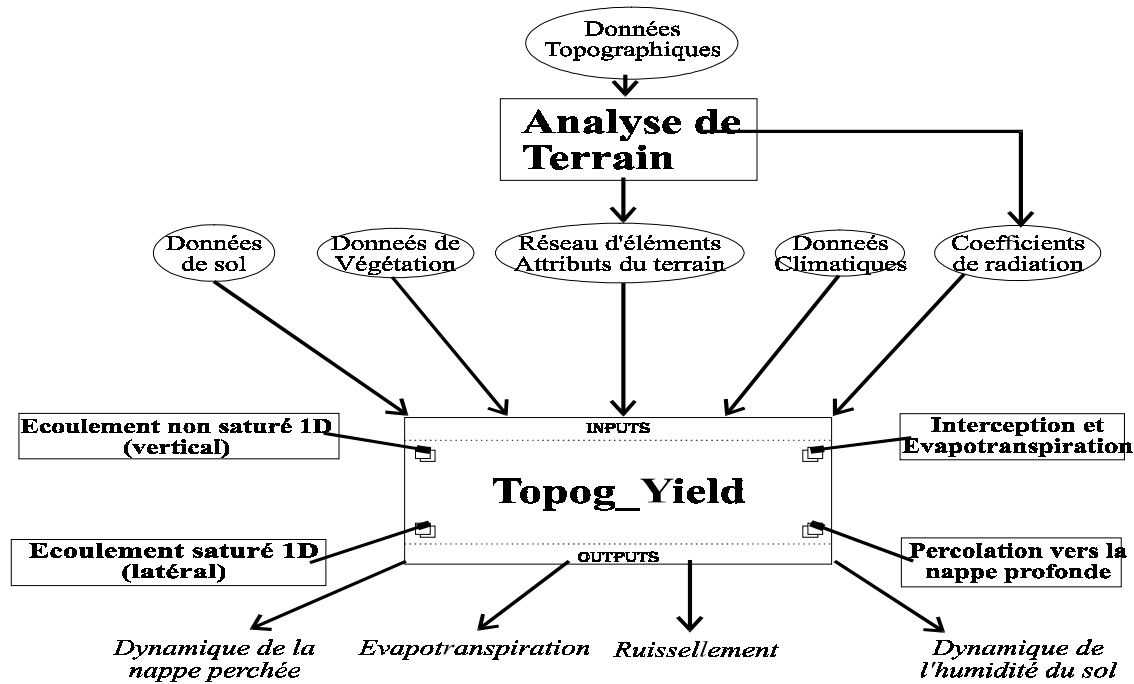


Figure 7 : Schéma synoptique de Topog

On trouvera ci-dessous une brève description de chaque module. Les développements de profil pédologique, la végétation, la surface foliaire, la rugosité de la surface (utilisée pour le calcul de l'onde cinématique décrivant le ruissellement) et les caractéristiques des macropores éventuels peuvent être distribués spatialement. L'appartenance d'une maille à un polygone de distribution est déterminée par la position de son centre.

II.1. Ecoulement vertical non saturé

Les flux verticaux sont calculés par une solution complètement implicite de l'équation de Richards, qui est la base communément acceptée pour les études détaillées du mouvement de l'eau dans le sol, quand on ne considère que l'écoulement matriciel. Le détail du schéma de résolution de l'équation de Richards utilisé par Topog figure en annexe 3 ; on se contente ici d'en noter les principales caractéristiques :

La conservation de la masse est exprimée par l'équation de continuité :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \frac{\partial q}{\partial z}$$

où θ est l'humidité volumique, q le flux et z la profondeur sous la surface du sol, comptée vers le bas donc.

Le flux est proportionnel au gradient hydraulique, et défini par la loi de Darcy :

$$q = -K \frac{\partial \phi}{\partial z} = K \left(1 - \frac{\partial \psi}{\partial z} \right)$$

où K est la conductivité hydraulique, ϕ le potentiel hydraulique ($\psi - z$), ψ le potentiel de pression et t le temps.

En combinant ces deux équations, on obtient la *forme mixte* de l'équation de Richards (1931) :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \frac{\partial}{\partial z} \left(K \left(1 - \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) \right)$$

Cette forme dérive directement de l'application de l'équation de conservation de la masse dans la loi de Darcy, et assure donc la conservation de la masse dans les solutions numériques. Par contre, elle ne se prête guère à des solutions numériques stables, parce qu'elle utilise deux variables indépendantes.

⇒ Topog utilise la transformation de Kirchoff de l'équation de Richards, qui permet de réduire la nonlinéarité spatiale et temporelle de la composante de suction ψ :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z} \left(K - \frac{\partial U}{\partial z} \right) \quad \text{où} \quad U = \int_{-\infty}^{\psi} K \cdot d\psi = \int_0^{\theta} D \cdot d\theta$$

D est la diffusivité : $D(\theta) = K(\psi) \frac{\partial}{\partial \theta}$

Cette équation est résolue par un schéma de Newton-Raphson, où ψ est la variable dépendante.

Pour résoudre cette équation, des relations K- ψ - θ sont nécessaires pour chaque horizon pédologique. Un utilitaire permet de construire des tableaux listant les valeurs de ψ , K, θ , U, $d\theta/d\psi$, $dK/d\psi$, pour divers types de fonctionnelles (relation de Broadbridge et White (1988), de Brooks et Corey, de Van Genuchten et Mualem ...). L'utilisation de ces tableaux permet de limiter le temps d'exécution du programme, le modèle interpolant les valeurs de K, θ , U, $d\theta/d\psi$, $dK/d\psi$ entre les valeurs de ψ contenues dans le tableau où l'on se situe.

II.2. Ecoulement saturé

Des nappes perchées peuvent se former n'importe où dans le profil de sol. On a alors un écoulement latéral subsurfacique décrit par la loi de Darcy, le flux subsurfacique sortant d'un élément étant décrit par :

$$q_{out} = K_s \cdot b \cdot m \cdot h$$

où b est la largeur de l'élément, h la hauteur saturée,

m la pente topographique de la maille, et K_s la conductivité hydraulique à saturation.

Notons que l'on peut avoir plusieurs couches saturées dans le même profil. Dans ce cas, où quand les éléments recevant les flux subsurfaciques n'ont pas le même développement de profil que les éléments d'où ils viennent, le flux provenant d'une couche est transmise à la première couche plus basse que celle d'où provient le flux (et la couche au dessus si la première ne suffit pas à « absorber » le flux entrant). Si les flux entrant dans un élément excèdent la porosité disponible, l'excédent passe en ruissellement.

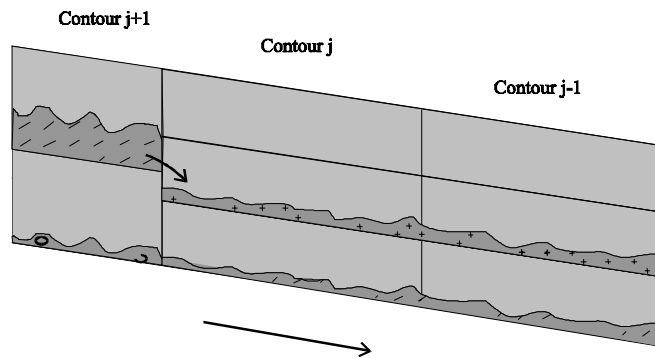


Figure 8 : Ecoulement subsurfacique latéral entre deux mailles aux développements de profil différents

II.3. Evapotranspiration

Topog calcule l'interception de la pluie par les plantes, leur transpiration et l'évaporation du sol. A l'origine, il s'agissait, comme pour l'ensemble du modèle, d'un calcul au pas de temps quotidien, que l'on a modifié pour que l'évapotranspiration décrive la branche positive d'une sinusoïde au cours de la journée, de telle sorte que l'intégrale de cette fonction sur la journée présente l'ETP quotidienne (en tenant compte de la durée d'ensoleillement moyen, qui varie avec la saison).

L'option que l'on a conservée utilise des données instantanées :

- la température T
- le déficit de pression de vapeur saturante VPD
- les radiations diffuse et directe sur un plan horizontal (dans le cas où l'on ne connaît que la radiation totale R_{stot} , Topog estime les fractions diffuse et directe) : R_{sdir} et R_{sdif} . On en

déduit la fraction à grande longueur d'ondes R_n , en supposant que l'émissivité de l'air est liée à sa température.

- la pluie P .

La radiation R_n est alors répartie entre le sol et la canopée, en fonction de la surface foliaire, de l'albédo du sol et de la végétation, et d'un coefficient d'extinction lumineuse. Avant ce partage, l'énergie requise pour évaporer l'eau interceptée par la canopée est déduite de R_n . Le modèle ne prend pas en compte la convection d'énergie entre des éléments du bassin.

L'évaporation du sol (λE_s) est calculée par la méthode de Choudhury et Monteith (1988), basée sur la surface du sol et la conductivité hydraulique des premières couches de sol. La transpiration (λE_p) est calculée par l'équation de Penman-Monteith :

$$\lambda \cdot E_p = \frac{s(R_n) + \rho C_p \frac{VPD}{r_a}}{s + \gamma \left(1 + \frac{r_c}{r_a}\right)}$$

s est la pente de la courbe de pression de vapeur saturante,
 ρ est la masse volumique de l'air, C_p la chaleur spécifique de l'air,
 r_a la résistance aérodynamique, r_c la résistance de la surface de la canopée,
 γ la constante psychométrique.

R_c est supposée varier comme une fonction linéaire de VPD. Quand il pleut, R_c , R_a et VPD sont considérés comme nuls jusqu'à ce que l'eau stockée sur la canopée se soit évaporée.

Une fois λE_p calculée, l'eau est extraite du profil de sol en fonction de potentiel capillaire ψ et de la densité racinaire relative r_i de chaque noeud de calcul du schéma de différences finies utilisé pour résoudre l'équation de Richards.

Comme on le voit, le schéma d'évapotranspiration est complexe, et nécessite, pour chaque type de végétation l'emploi de douze paramètres (dont certains varient au cours du temps, comme la surface foliaire et la profondeur racinaire), ce qui paraît exagérément compliqué, compte tenu de la méconnaissance des paramètres à utiliser pour chaque type de végétation et de l'incertitude sur les valeurs de l'évapotranspiration réelle sur les bassins d'application.

Notons toutefois que, de façon rassurante, l'évapotranspiration potentielle calculée par Topog avec les données climatiques dont on dispose sur le bassin du Coët-Dan coïncide très bien avec celle calculée par la station météorologique du Toullo. Par contre, on ne dispose d'aucune donnée pour valider la répartition évaporation/transpiration/interception et le calcul de l'évapotranspiration réelle en fonction du profil d'humidité dans le sol .

⇒ Il faudra songer à terme à utiliser un schéma plus simple pour représenter l'évapotranspiration, qui aurait l'avantage d'utiliser moins de paramètres, et d'être plus « transparent ». Il est en effet difficile actuellement de prétendre vérifier l'estimation que fait Topog de l'évapotranspiration réelle, compte tenu du nombre élevé de paramètres utilisé par ce schéma, et de la difficulté d'avoir l'intuition de leur influence sur l'évapotranspiration calculée.

II.4. Ruissellement

Le ruissellement est représenté par l'équation de l'onde cinématique. Là encore, chaque élément est considéré comme un volume de contrôle : à chaque pas de temps, on calcule la hauteur d'eau sur l'élément (précipitation du pas de temps + eau résiduelle + ruissellement provenant des mailles situées à l'amont).

La vitesse de l'onde cinématique est donnée par la formule de Manning-Strickler :

$$v = K \cdot \sqrt{S} \cdot h^{2/3}$$

K est le coefficient de Strickler (d'autant plus faible que la rugosité est élevée),
 S la pente de la maille,
 et h l'épaisseur de la maille d'eau sur la maille.

Topog ajuste le pas de temps pour que le ruissellement n'ait pas le temps de parcourir plus d'une longueur de maille pendant un pas de temps (cela dépend donc à la fois de la vitesse du ruissellement et de la longueur de chaque élément, sur l'ensemble du maillage). De surcroît, il utilise en fait comme vitesse d'écoulement une moyenne pondérée de la vitesse au pas de temps précédent et au pas de

temps courant sur la maille : $v = 0.4.Vitesse_précédente + 0.6 Vitesse_actuelle$. Ceci a pour effet d'accroître l'amorti de l'onde.

Une autre option est possible, consistant à transférer totalement à chaque pas de temps le ruissellement d'une maille vers la (ou les) maille(s) située(s) à l'aval. Ceci n'a toutefois pas un grand sens physique au pas de temps horaire.

II.5. Suivi des résultats

Outre l'écriture des différents flux à l'échelle du bassin versant à une fréquence déterminée par l'utilisateur (débit, évaporation, évapotranspiration, ruissellement, composante subsurfacique, ruissellement, percolation vers la nappe), Topog permet la sauvegarde de ces différentes grandeurs, soit de façon instantanée et de façon distribuée dans l'espace, soit de façon ponctuelle, mais répartie dans le temps. De plus, on peut également suivre les profils d'humidité à des instants décidés à l'avance.

Ceci génère des fichiers relativement volumineux, dont l'écriture est consommatrice en temps, et il faut donc choisir judicieusement les variables dont on veut assurer le suivi.

II.6. Etudes de sensibilité

Topog a été appliqué à un bassin de 0.53 km² (Vertessy et al., 1996) pour simuler le bilan en eau et la croissance d'une forêt d'eucalyptus en montagne. Il s'agit plutôt de pas de temps mensuels ou annuels (sauf pour les débits, pour lesquels on estime le critère au pas de temps quotidien). Les grands événements de crue ne sont pas bien rendus (pics de crue trop élevés, récessions trop rapides). Les auteurs concluent à une mauvaise paramétrisation des sols.

Par ailleurs, ils ont mené un test de sensibilité à huit paramètres : coefficient de surface foliaire, conductivité hydraulique à saturation, paramètre de structure de sol C (en utilisant les fonctionnelles de Broadbridge et White pour décrire les caractéristiques hydrodynamiques des sols), humidité à saturation, conductance maximale de la canopée, pente de la relation de la conductance de la canopée en fonction du déficit de vapeur saturante, coefficient d'interception de la pluie. Les valeurs de ces paramètres variaient de +/- 15% et +/-30% (sauf 25 et 50 % pour K_{sat} et C = 1.2, 1.1 et 1.01).

L'impact des changements n'est évalué qu'au vu du volume annuel écoulé : les facteurs les plus influents sont, dans l'ordre : le coefficient de surface foliaire, la conductivité hydraulique à saturation (de la deuxième couche du sol, et non de celle la plus proche de la surface). Viennent ensuite le coefficient d'interception de la pluie et la conductance maximale de la canopée. Les auteurs notent toutefois que les résultats du test peuvent varier, notamment avec les conditions d'application du modèle et le critère que l'on utilise.

Un test de sensibilité à la résolution de la grille, faisant varier la taille moyenne des mailles de 26 m² (12263 éléments) à 412 m² (772 mailles), pour quatre grilles différentes montre que quand la taille moyenne des mailles augmente, on observe une tendance du toit de la nappe à être plus haut et des surfaces saturées à être plus étendues. Le pic de débit est alors plus fort, et l'écoulement de base plus bas. Cette influence reste toutefois très limitée.

Les mailles plates et étendues près du ruisseau et dans les zones plates posent un problème de surestimation des zones saturées, sans doute dû au fait que les mailles de bas de versant sont significativement plus étendues que les mailles « moyennes ».

Ces études de sensibilité nous semblent quelque peu insuffisantes pour juger de l'intérêt de Topog en tant que modèle distribué à base mécaniste. En effet, elles ne sont basées que sur le seul volume annuel écoulé, alors que nous nous intéressons plus particulièrement à la modélisation des événements de crue, notamment à la répartition du débit entre les différentes composantes de l'écoulement. Ce sont toutefois les seuls résultats disponibles dans la littérature.

Des études de sensibilité plus poussées seront menées au moment de l'application de Topog au bassin versant de Kervidy (Voir Partie IV, Chapitre 2).

Conclusion

Nous avons dans ce chapitre présenté le modèle hydrologique Topog, ses fonctionnalités quand nous l'avons reçu, et les modifications que nous y avons apportées, afin d'alléger la structure du programme de modules dont nous ne pensions pas avoir usage, avant que d'entreprendre la programmation de la représentation au sein du modèle de l'influence du réseau anthropique sur les écoulements.

A ce stade du travail, Topog, dont l'originalité première réside dans le maillage qu'il fait du bassin d'application, basé sur les lignes de niveau et les lignes de plus grande pente, permet de représenter les écoulements en surface et en subsurface, en s'appuyant sur les équations les plus souvent utilisées dans ce domaine : équation de l'onde cinématique pour le ruissellement, équation de Richards pour l'écoulement vertical non saturé dans la subsurface, équation de Darcy pour l'écoulement latéral saturé, et équation de Penman-Monteith pour l'évapotranspiration potentielle. Les échanges avec une nappe profonde existent, même s'ils sont décrits de façon frustrée.

Nous disposons donc d'un outil qui, s'il est relativement complexe, permet de représenter les phénomènes d'écoulement sur un bassin versant de façon réaliste, du moins si l'on en juge au fait que les solutions usuellement adoptées dans ce contexte sont similaires à celles qui sont mises en œuvre dans ce modèle.

Topog permet de représenter la variabilité spatiale des développements de profil et des caractéristiques hydrodynamiques des horizons pédologiques qui constituent les sols. La nécessité de prendre en compte l'épaisseur du sol est soulignée par Freer et al. (1997), qui ont utilisé TopModel avec un indice de Kirkby (Saulnier, 1996) basé, soit sur la topographie de la surface du bassin, soit sur la topographie de la roche sous-jacente. Ils concluent à la nécessité de prendre en compte cette dernière, quand les gradients et chemins d'écoulement correspondants à la surface et à la subsurface sont significativement différents. Les auteurs insistent également sur l'importance pour un modèle d'être capable de rendre compte des effets de stock sur un bassin, et par là même de pouvoir refléter l'influence des conditions initiales.

Topog nous semble satisfaire à tous ces critères. Par contre, le même article conclut à l'importance pour un modèle de représenter fidèlement les gradients hydrauliques réels pour l'écoulement subsurface, qui peuvent différer significativement des gradients topographiques : Topog ne remplit pas cette condition, puisqu'il assimile le gradient hydraulique entre deux mailles à la pente du segment défini par leurs milieux respectifs. Nous verrons au moment de l'application du modèle et de sa version modifiée incluant l'influence du réseau anthropique sur les écoulements, qu'il s'agit là d'un défaut majeur pour Topog.

Pour l'instant, Topog ne représente que les écoulements naturels sur un bassin versant. L'étape suivante consiste à lui permettre de représenter le rôle du réseau anthropique de fossés, talus et routes, ainsi que celui de l'assainissement agricole, sur les écoulements.

Chapitre 2 : INFLUENCE DU RESEAU ANTHROPIQUE SUR LES ECOULEMENTS : REPRESENTATION ADOPTEE

Introduction

Nous construisons dans ce chapitre la représentation que nous adapterons dans Topog pour le réseau anthropique et son influence sur les écoulements, avant de passer à la phase de programmation à proprement parler, au chapitre suivant.

Nous proposons tout d'abord une schématisation de l'influence des fossés, talus et routes sur les écoulements, avant de présenter la solution adoptée pour inclure la représentation de ces éléments dans le modèle hydrologique Topog. Nous incluons dans cette schématisation du réseau anthropique une représentation de l'influence du drainage agricole, susceptible de modifier significativement la réponse d'un bassin versant.

NB : La modélisation présentée au chapitre suivant a souvent adopté des représentations plus simples que celles que nous proposons maintenant. Les schémas de fonctionnement plus complexes (ou plus exactement présentant plus de variantes) qui suivent n'ont en effet pas paru adaptés pour une première démarche de modélisation, en l'absence de données de calage suffisantes. Les choix plus simples effectués au moment de la programmation ne sont toutefois en rien définitifs, au sens où un effort minime permettrait de revenir à des représentations analogues à celles que l'on expose ci-dessous.

1. Représentation des phénomènes en jeu

La difficulté principale pour cette étape est liée au manque de connaissances des ordres de grandeur des processus en jeu : ceux-ci sont connus de façon qualitative (Cf. Partie I, chapitre 3), mais leur importance respective en termes quantitatifs reste largement méconnue. Or le type même de représentation que l'on peut faire des différents phénomènes en jeu dépend de leur hiérarchisation. Ainsi, on ne représentera pas de la même façon un fossé suivant que son action principale est d'intercepter les écoulements venant de l'amont ou de rabattre la nappe ; de la même façon, la schématisation choisie pour rendre compte de l'influence d'un talus sur les écoulements ne sera pas la même suivant qu'il guide le ruissellement et/ou l'écoulement subsurface le long de son tracé, ou qu'il retienne plutôt l'eau jusqu'à ce qu'elle se réinfilte en profondeur. Notons que cette hiérarchisation peut varier dans le temps pour le même élément du linéaire, suivant les conditions initiales et aux limites auxquelles il est soumis.

Deux démarches semblent principalement possibles pour acquérir ces connaissances quantitatives :

- l'expérimentation de terrain,
- la modélisation fine de quelques situations types.

Toutes deux se heurtent à des difficultés similaires, qui résident principalement dans la méconnaissance des conditions initiales et conditions aux limites auxquelles est soumis le système étudié. A titre d'exemple, l'influence d'un fossé sur les écoulements dans une pente (effet de drainage par rabattement de nappe, interception des écoulements venant de l'amont, infiltration à partir du

fossé, transfert vers le réseau hydrographique) dépend des flux venant de l'amont, du profil d'humidité dans les parcelles avoisinantes, du niveau d'eau dans le ruisseau à l'aval ... variables qui elles-mêmes dépendent de l'influence du fossé. Il faudrait pour s'abstraire de ce problème étudier un ensemble « autonome » du point de vue hydraulique, c'est à dire un versant, depuis la crête jusqu'au réseau hydrographique. On a alors affaire à un système complexe qui interdit une modélisation utilisant une résolution assez fine pour que les résultats obtenus soient précis.

Les expériences de terrain subissent dans une moindre mesure cette méconnaissance des conditions aux limites et initiales : on peut à la limite arguer qu'une campagne de mesures très complète permettra une bonne connaissance de l'état du système au début du suivi, et des variables qui le gouvernent. Par contre, le système lui-même est moins bien connu : dès que l'on sort du champ privilégié d'une modélisation sur un système fictif, on se heurte à la variabilité spatio-temporelle et la difficulté actuelle à prendre en compte son influence sur la réponse globale du système d'intérêt. De surcroît, nombre d'expérimentations seraient nécessaires pour balayer la diversité des situations possibles, et permettre une typologie des éléments du réseau anthropique et de leur influence sur les écoulements, suivant leurs caractéristiques propres et celles du bassin sur lequel ils se situent.

⇒ Dans ces conditions, il nous semble qu'une modélisation plus conceptuelle, permettant de simuler le comportement d'un système plus étendu que les quelques mètres carrés de parcelle avoisinant un élément du réseau anthropique peut apporter des indications sur le fonctionnement du système. Une telle modélisation permet notamment de tester des hypothèses sur les processus dominants, et conduit à une approximation des conditions aux limites et conditions initiales contrôlant le système et ses éléments ...

Ceci permet alors d'améliorer une modélisation plus fine en caractérisant de façon plus satisfaisante le système, ou de faciliter l'interprétation des expériences de terrain.

⇒ Il nous semble que cette approche par approximations successives permet de caractériser le fonctionnement d'un système complexe et des éléments qui le constituent. C'est ce à quoi nous nous attachons maintenant, en construisant une première représentation de l'influence du réseau anthropique sur les écoulements dans le modèle Topog. Cette modélisation sera susceptible de modifications au fur et à mesure de l'amélioration des connaissances. Nous nous attacherons donc à adopter un type de représentation le plus souple possible, pour limiter les contraintes futures.

II. Implémentation dans Topog

La structure de Topog limite les solutions que l'on peut adopter pour représenter l'influence du réseau anthropique sur le comportement hydrologique d'un bassin versant :

- Comme on l'a vu au chapitre précédent, le maillage que construit Topog pour décrire un bassin versant est uniquement basé sur la topographie (lignes de niveaux, lignes de plus grande pente, crêtes et talwegs) et l'eau est censée y suivre la ligne de plus grande pente. Chaque maille est un volume de contrôle, n'interagissant avec ses voisines (aval et amont) que pour en recevoir ou y rejeter de l'eau. Il n'y a donc pas de rétroaction de l'aval vers l'amont ou, en d'autres termes, de contrôle du comportement d'une maille par les mailles situées à l'aval (cela est équivalent à un régime torrentiel pour de l'hydraulique à surface libre).

⇒ Dans ce contexte, il nous semblerait peu cohérent d'introduire une quelconque forme de contrôle aval au moment du couplage de ce modèle avec le réseau anthropique, qui risquerait de « dénaturer » le modèle. Nous verrons toutefois que ces considérations nous ont conduit parfois à nous écarter de la réalité, en obligeant à une prise en compte simplifiée de l'influence réciproque du réseau anthropique et des parcelles avoisinantes, qu'il faut de toutes façons représenter de manière globale à l'échelle des mailles

- Si l'on veut représenter le rôle hydrologique du réseau anthropique au sein du bassin représenté par Topog, il faut soit adapter celui-ci au réseau Topog pour gérer les échanges en limite de maille Topog, soit représenter la géométrie exacte du réseau, et modifier le bilan hydrique que fait Topog pour des mailles perturbées. Chaque solution a ses avantages et ses

inconvenients, aucune n'étant parfaite puisque distordant la réalité. Toutefois, les mailles sont virtuelles alors que le réseau anthropique est réel : il semble préférable a priori de privilégier ce dernier, sa représentation ne variera pas avec la résolution utilisée.

⇒ Pour trancher entre les différentes solutions possibles, il nous faut tout d'abord rappeler rapidement la perception que nous avons du fonctionnement des talus, fossés et routes, et décrire la schématisation que nous voulons en faire, en gardant à l'esprit les principales caractéristiques et limitations inhérentes à Topog.

Influence des linéaires anthropiques sur les écoulements : schématisation, acquisition d'ordres de grandeur

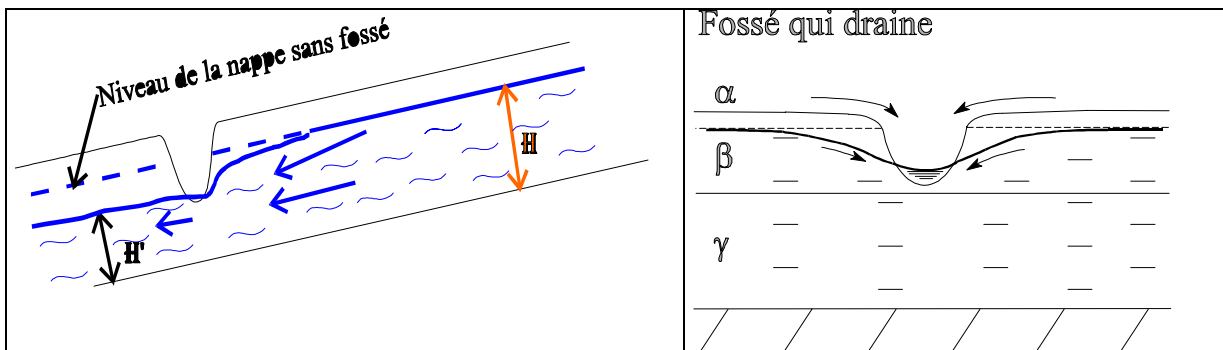
Le fonctionnement hydrologique des linéaires anthropiques a été abordé dans la première partie de ce mémoire, essentiellement de façon qualitative. Cette connaissance descriptive de l'influence de ces structures sur les écoulements conduit à une première schématisation des phénomènes qu'elles induisent.

Nous allons toutefois tenter, notamment pour ce qui concerne les fossés¹, d'acquérir quelques ordres de grandeur sur leur influence sur les écoulements, suivant leurs caractéristiques et celles du système sur lequel ils se situent. Compte tenu de la relative inadéquation des solutions analytiques présentées dans le troisième chapitre de la première partie, nous adopterons une approche numérique, en nous appuyant sur un logiciel commercial (SeepW, produit par GeoSlope), qui modélise les écoulements dans un milieu poreux par un schéma aux éléments finis.

1. Fossés

De façon générale, les fossés interceptent le ruissellement, les écoulements subsurface, et rabattent la nappe perchée éventuelle, suivant les caractéristiques hydrodynamiques des sols qu'ils traversent, la topographie relative du fossé et du terrain (pentes respectives, inclinaison du fossé par rapport à la ligne de plus grande pente ...).

L'eau qu'ils contiennent est alors, soit transférée vers l'aval, soit réinfiltrée, suivant les caractéristiques morphologiques du réseau de fossés (topographie, sections en travers et rugosité) et des terrains avoisinants (profil d'humidité, caractéristiques hydrodynamiques des sols).



¹ Les fossés représentent en effet les structures les plus simples parmi les éléments constituant le réseau anthropique. De plus, ils sont nombreux sur notre bassin d'application ; nous les avons donc privilégiés dans notre démarche de modélisation.

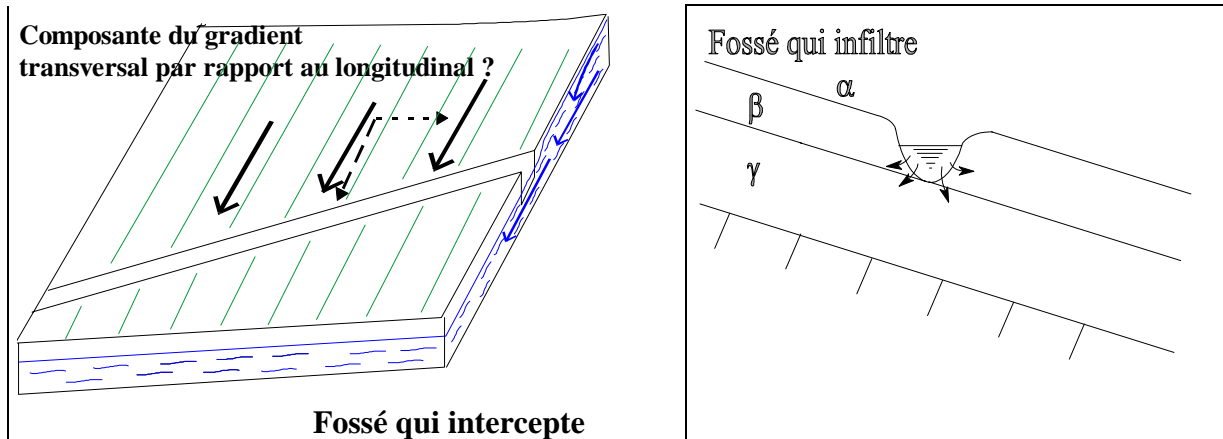


Figure 1 : Fonctionnement hydrologique d'un fossé

Il apparaît d'ores et déjà que l'on ne pourra rendre compte de l'effet de rabattement de la nappe exercé par le fossé sur la parcelle située à son aval, puisque le modèle interdit une rétroaction de l'aval sur l'amont. Pour calculer rigoureusement le rabattement induit par un fossé dans la maille aval, il faudrait en effet tenir compte de la hauteur de la nappe dans cette maille. Ainsi le niveau de la nappe dans la maille aval influencerait le tirant d'eau dans le fossé, qui influencerait à son tour sur les infiltrations vers la maille amont. Il y aurait donc rétroaction amont-aval, ce qui ne serait pas cohérent avec la démarche adoptée par Topog de ne considérer que les flux allant de l'amont vers l'aval du versant.

⇒ Pour juger de l'importance de ces différents phénomènes, suivant les caractéristiques du fossé (section en travers, pente, inclinaison par rapport à la ligne de plus grande pente), et de la pente sur laquelle il se trouve (pente, caractéristiques hydrodynamiques de sols, conditions aux limites), nous avons tenté de nous appuyer sur une modélisation des écoulements à une échelle relativement fine, via SeepW, logiciel simulant les écoulements dans un milieu poreux.

I.1. Présentation de SeepW

SeepW est un logiciel commercial, développé au Canada par GeoSlope. Il résout l'équation de Richards par un schéma aux éléments finis.

- Ces éléments peuvent être triangulaires ou parallélépipédiques, et contenir plus ou moins de noeuds de calcul suivant la précision recherchée. Nous ne détaillerons pas ici la méthode de résolution utilisée, standard mais complexe. Le logiciel permet de représenter des sols à plusieurs couches, aux conductivités anisotropes. Les caractéristiques hydrodynamiques des sols peuvent être décrites par des fonctions fournies avec le logiciel, ou rentrées par l'utilisateur.
- Dans la version utilisée (Version 4), les conditions initiales ne sont plus nécessairement des conditions issues d'un régime permanent comme dans les versions antérieures : le modèle peut repartir de l'état du système à la fin d'une autre simulation. Une alternative est de fixer le niveau du toit de la nappe, les conditions étant alors considérées comme hydrostatiques sur chaque verticale.
- Les conditions aux limites peuvent être spécifiées en charge ou en flux, en basculant éventuellement de l'un à l'autre au cours de la simulation quand on arrive ou que l'on quitte la saturation.
- Le domaine peut être limité horizontalement par des éléments infinis, c'est à dire que les conditions à la limite sont repoussées à l'infini. Dans ce cas, on ne peut spécifier que des conditions à la limite en charge ; cette solution exclut également les simulations sur des domaines en pente.

⇒ Ce logiciel paraît donc convenir à notre problématique. Toutefois, un examen des problèmes types donnés en exemple montre qu'il est plutôt conçu pour fonctionner à l'approche de la saturation, puisque l'essentiel des exemples disponibles traite de barrages, souvent en régime permanent. Nous verrons de plus que nous avons rencontré des problèmes au niveau du basculement [condition à la limite en charge \Leftrightarrow condition à la limite en flux], qui advient pourtant souvent compte tenu des simulations menées.

A l'origine, ce logiciel a été acquis pour trois objectifs différents, correspondant à des échelles différentes :

- 1 - Juger de l'adéquation des caractéristiques hydrodynamiques utilisées pour décrire les sols, en se basant notamment sur les chroniques tensiométriques disponibles sur le bassin d'application,
- 2 - Acquérir des ordres de grandeur relatifs à l'influence des fossés sur les écoulements sur un versant : infiltration depuis le fossé, rabattement de la nappe, interception des écoulements venant de l'amont,
- 3 - Comparer les résultats de simulation de SeepW et de Topog, pour juger de la précision du schéma de résolution de Topog, et de l'importance de la non prise en compte de l'écoulement latéral non saturé dans Topog.

En fait, seules des simulations relatives au deuxième point ont été effectuées. En effet comme on le verra, les problèmes liés à la méconnaissance des conditions aux limites et conditions initiales nous ont dissuadés d'aller plus loin :

- Ainsi par exemple, pour simuler le comportement du transect de tensiomètres situé sur la parcelle du Mercy, il aurait fallu connaître le niveau de la nappe sous jacente, et les apports venant de l'amont, ce qui n'est pas le cas.
- Comme on l'a souligné dans la deuxième partie, on soupçonne que l'influence des macropores sur le comportement hydrodynamique des sols est significative. Dans ce cas, cela n'aurait pas de sens de comparer finement les chroniques tensiométriques observées avec des simulations s'appuyant sur des sols sans macropore. SeepW en effet ne simule pas explicitement les macropores : pour les prendre en compte, il faudrait utiliser des courbes $K-\psi-\theta$ modifiées, et les données nous manquent pour ce faire.
- Pour s'abstraire du problème de conditions aux limites auquel on se heurte pour le suivi des chroniques tensiométriques, il faudrait pour comparer SeepW et Topog travailler sur un versant entier, la crête constituant une condition à la limite à flux nul. Toutefois, si l'on prend un versant assez grand pour les mailles Topog soient de taille comparable à celle qu'elles ont sur le bassin d'application, on sort alors de la taille de domaine raisonnable pour SeepW. Dans ces conditions, il aurait fallu pour mener à bien cette comparaison simuler un versant entier avec Topog, et se servir des flux sortant des mailles Topog comme conditions à la limite pour le domaine inclus dans ce versant que l'on simule via SeepW. L'exercice a toutefois paru fastidieux, et ne nous a pas semblé prioritaire pour la suite du travail ; en effet, il n'est peut-être pas pertinent de comparer des modèles qui ne travaillent pas aux mêmes échelles.

⇒ Nous nous limitons donc dans la suite à des simulations concernant un fossé unique situé sur un versant, afin de juger de son influence sur les écoulements.

Pour chaque ensemble de simulations, nous comparerons les ordres de grandeur obtenus à des grandeurs caractéristiques de notre bassin d'application, afin de nous juger de l'implication que peuvent avoir les phénomènes simulés sur le fonctionnement de notre bassin et d'essayer d'identifier les processus dominants.

1.2. Tests de sensibilité

Une étude de sensibilité a paru nécessaire pour choisir des gammes de pas de temps et d'espace adaptés aux simulations à mener. Nous avons également estimé la sensibilité des résultats au type de fonction utilisé pour décrire la variation de la conductivité hydraulique avec le degré de saturation.

1 - Pour déterminer les pas de temps et d'espace, nous avons dans un premier temps compulsé la littérature disponible sur l'utilisation de SeepW (exemples issus de la notice de SeepW, Tardits, 1993, Madesclaire, 1996).

1.2.a. Pas d'espace

Les exemples fournis avec SeepW utilisent des éléments de l'ordre de 25*5 ou 25*10 cm. Le seul exemple en régime transitoire utilise des éléments de 2*1m, et conclut à des éléments trop grands pour des simulations en transitoire.

Par ailleurs, Madesclaire (1996) utilise des éléments de 10*10 cm pour simuler l'infiltration et l'écoulement dans un bas de pente jouxtant un ruisseau. Une étude de sensibilité l'amène à conclure à une faible sensibilité de SeepW au pas d'espace utilisé. Tardits (1993) utilise des éléments de 5*5 cm, mais ne semble pas avoir effectué d'étude de sensibilité sur ce point.

⇒ Nous utiliserons donc dans la suite des éléments approximativement de cette taille. Celle-ci sera quelquefois supérieure (jusqu'à 50*20 cm) dans les zones toujours saturées, pour limiter le coût informatique des simulations.

Notons de plus que les simulations citées utilisaient des éléments à 4 noeuds. Nous utiliserons ici des éléments à 8 noeuds, conduisant à des schémas de résolution plus précis, et permettant d'accroître la taille des éléments.

1.2.b. Pas de temps

1 - Le seul exemple en régime transitoire donné par SeepW, qui simule l'infiltration à partir d'un barrage, utilise un pas de temps de 2 jours, ce qui nous a semblé quelque peu élevé, puisque les phénomènes que nous voulons simuler se déroulent sur un bassin dont le temps de réponse est de 2 heures. Les autres rapports cités utilisent des matériaux dont la conductivité à saturation est de l'ordre de 10^{-6} à 10^{-5} m/s (soit du même ordre de grandeur que sur notre bassin d'application), et des pas de temps de calcul allant de 15 à 60 s. L'étude de sensibilité menée par Madesclaire conclut que bien que la vitesse de progression de la nappe au cours de l'infiltration diffère suivant le pas de temps utilisé, il n'y a par contre pas de différence sensible au niveau des apports au ruisseau. L'auteur préconise à l'issue de cette étude d'utiliser un pas de temps de 30 s.

2 - Pour compléter cette recherche bibliographique, nous avons simulé l'infiltration à partir d'un fossé dans un domaine où la nappe se situe à 1.50 m de profondeur. Le sol a une conductivité à saturation de $5 \cdot 10^{-6}$ m/s, le domaine mesure 4 mètres de longueur et 3 de profondeur ; il est limité par des éléments infinis à gauche et à droite. Les éléments de calcul mesurent 10*10 cm.

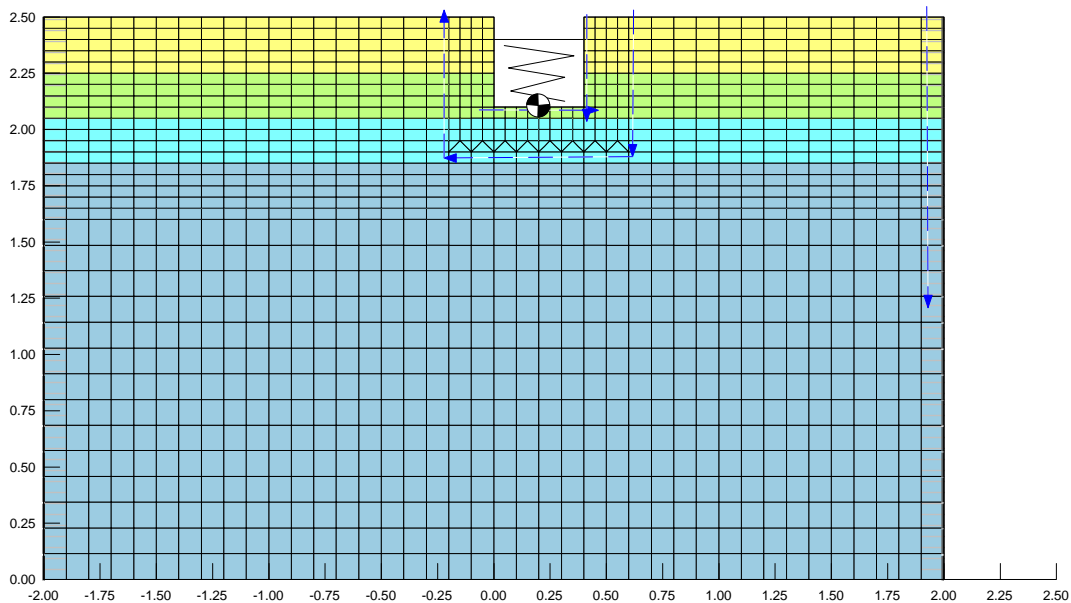


Figure 2 : Domaine simulé.

On utilise successivement des pas de temps de 10 à 120s, soit constants pendant toute la simulation, soit augmentant au fur et à mesure des pas de temps d'un facteur 1.1 ou 1.2.

⇒ Si les critères utilisés sont les flux infiltrés et la vitesse de progression du bulbe de saturation à partir du fossé, un pas de temps de 30 s semble largement suffisant. C'est donc le pas de temps de base qu'on utilisera ensuite.

On utilisera parfois un pas de temps plus faible pour les premières minutes de simulation, où les conditions aux limites imposées engendrent souvent de fortes discontinuités, puis un pas de temps plus long après une longue période de simulation, dans la mesure où la progression du front d'humidité, ou au

contraire la récession n'entraînent pas de discontinuité spatio-temporelle (dans un domaine virtuel aux matériaux homogènes tel que nous le simulons).

1.2.c. Fonction utilisée pour la variation de la conductivité hydraulique avec l'humidité

Nous avons utilisé différents types de courbes pour décrire la variation de la conductivité hydraulique en fonction de la saturation², à conductivité à saturation égale : une fonction de Van Genuchten et Mualem, une fonction de Brooks et Corey, et une courbe issue de la librairie de SeepW (dont la notice de SeepW ne spécifie pas sur quelle fonction elle est basée).

Les temps de progression du front d'humidité sont similaires pour les trois courbes. Par contre, le flux vertical d'infiltration diffère quelque peu pour la courbe de Van Genuchten et Mulaem : le sol réagit un peu moins rapidement avant la saturation qu'avec les autres courbes, ce qui est normal puisqu'à potentiel égal, la conductivité hydraulique est moins forte qu'avec la fonction de Brooks et Corey.

De façon générale, il semble qu'au voisinage de la saturation, le choix de la fonctionnelle décrivant la conductivité hydraulique importe peu. Par contre, nous pouvons supposer que ce choix influera de façon plus sensible pour les simulations où le non saturé aura une grande part.

⇒ Dans la suite des simulations rapportées ici, nous utiliserons plutôt la fonction de Brooks et Corey, d'autant que c'est celle que nous utiliserons également pour les simulations menées avec Anthropog (Partie IV, Chapitre 2).

1.2.d. Taille du domaine

Nous avons également testé différentes longueurs pour le domaine simulé (jusqu'à 20 m de long). En fait, dans le cadre des simulations d'infiltration ayant servi aux tests de sensibilité, cette dimension intervient peu, jusqu'à ce que le niveau de la nappe s'élève aux environs des extrémités du domaine. Elle devient donc d'autant plus vite limitante que les conductivités hydrauliques employées sont élevées.

Pour ce type de simulation (domaine plat, sans apport ou fuite sur le côté), les éléments infinis sur le côté sont apparus comme une solution élégante, permettant de limiter le nombre de noeuds de calcul, puisque les résultats étaient égaux à ceux obtenus avec un domaine très étendu. Par contre, ces éléments infinis ne sont plus utilisables dès que l'on passe à des simulations où la composante longitudinale des écoulements importe : il faudra alors prêter garde à la taille du domaine.

1.2.e. Conclusion

Les tests de sensibilité cités dans la littérature et ceux que nous avons effectués incitent à utiliser :

- des éléments de calcul à 8 noeuds, mesurant environ 10*10 cm dans les zones susceptibles d'être non saturées (plus grandes dans la zone toujours saturée, moins aux environs immédiats du fossé, soumis à de fortes discontinuités).
- des pas de temps de l'ordre de 30 secondes (là encore, plus faibles quand sont introduites des discontinuités temporelles au niveau des conditions aux limites, plus forts quand le système tend vers un régime permanent)
- dans la mesure du possible un domaine limité par des éléments infinis, afin de limiter la taille du domaine à simuler.

Notons toutefois que ces tests ont été menés pour simuler des phénomènes d'infiltration, et en utilisant des sols dont la conductivité est de l'ordre de 10^{-5} - 10^{-6} m/s. En toute rigueur, il conviendrait de les recommencer en cas d'augmentation sensible des conductivités hydrauliques, ce que nous n'avons pas fait.

Notons également que les critères utilisés pour décider de la stabilité des résultats aux changements de pas de temps ou d'espace imposés étaient les flux s'infiltrant depuis le fossé, et

² Les différentes fonctions utilisées pour décrire les caractéristiques hydrodynamiques des sols sont détaillées au chapitre 2 de la quatrième partie.

la vitesse de progression du front d'humidité. Si l'on s'intéressait plutôt aux profils d'humidité ou de pression capillaire dans le sol, peut-être faudrait-il revoir les valeurs choisies.

I.3. Infiltration depuis un fossé.

Ces simulations ont été effectuées pour estimer les flux d'infiltration depuis un fossé contenant de l'eau après une averse, et comparer les temps nécessaires à l'infiltration du volume contenu dans les fossés avec les temps de transfert jusqu'au réseau hydrographique (voir paragraphe correspondant).

On a dans un premier temps représenté un fossé parallèle à la pente, puis un fossé en travers de la pente, afin de juger de l'influence de ce paramètre.

I.3.a. Fossé parallèle à la pente.

Comme SeepW travaille sur des domaines à deux dimensions, le fossé est représenté comme s'il était sur un terrain plat. On ne prend donc pas en compte les écoulements parallèles à la pente, c'est à dire perpendiculaires au plan de simulation. Ces écoulements sont pourtant d'autant plus importants que la pente est forte, et ils diminuent alors l'influence du fossé (Lesaffre, 1988). On utilise le même domaine que pour les tests de sensibilité cités plus haut, avec des éléments infinis sur les côtés. Les développements de profil utilisés sont :

Un développement de profil sain		Un développement de profil hydromorphe	
L	25 cm	Lg	30 cm
E ou Sal	20 cm	Ea	10 cm
BT	20 cm	BTgd1	20 cm
CG	185 cm	CG	140 cm

Tableau 1 : Développements de profil utilisés

Les caractéristiques hydrodynamiques des horizons sont celles que l'on a choisies au chapitre 4 de la deuxième partie. Le toit de la nappe est situé à 50 ou 100 cm de profondeur au début de la simulation, le niveau d'eau dans le fossé est de 10 ou 30 cm, et reste constant, qui dure en général 2 à 3 heures : le régime permanent est alors proche.

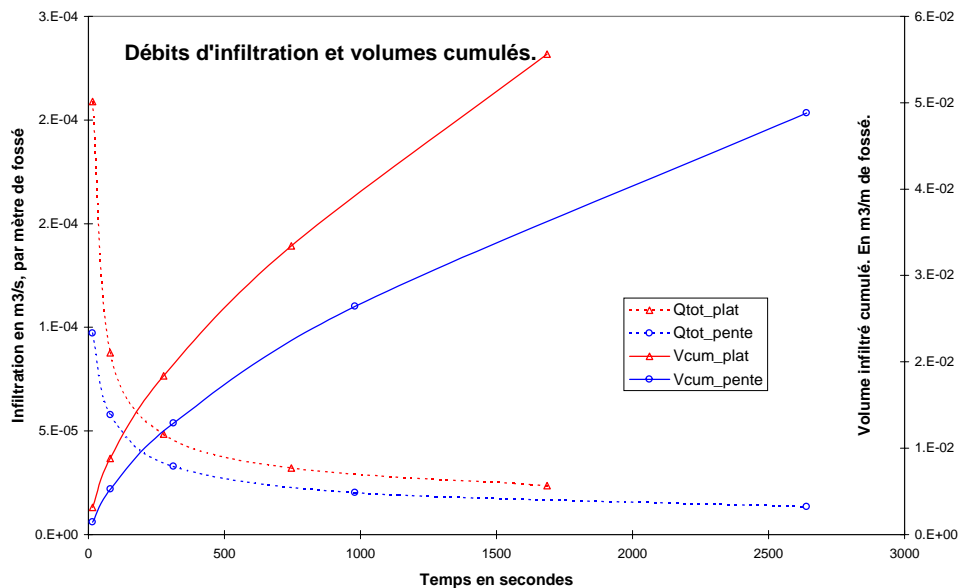


Figure 3 : Débit d'infiltration et volume cumulé. Sol homogène (Sal). Fossé parallèle à la pente et fossé en travers

⇒ Les cumuls des flux infiltrés s'ajustent remarquablement à des fonctions puissance : $V(t) = a.t^b$ où t est le temps ; cette adéquation pourra s'avérer utile pour représenter de façon simplifiée les réinfiltrations depuis un fossé dans le cadre du couplage avec Topog. On donne dans le tableau suivant quelques résultats :

Simulation	a	b	$V(0.25)$	$V(1)$	$V(3)$	$V(12)$
sain_n100_f30	0.92	0.55	38.5	82.3	150	322
sain_n100_f10	1.05	0.49	28.7	56.4	96	189
sain_n50_f30	0.18	0.61	11.7	27.4	54	126
sain_n50_f10	0.06	0.65	5.1	12.6	26	64
hyd_n100_f30	0.21	0.57	10.0	22.1	41	91
hyd_n100_f10	0.06	0.67	5.7	14.3	30	75
hyd_n50_f30	0.05	0.62	3.4	8.0	16	38
hyd_n50_f10	0.006	0.77	1.2	3.4	8	23

Tableau 2 : Récapitulatif des volumes infiltrés. Fossé à plat.

La simulation dev_nxx_fyy désigne la simulation effectuée avec le développement de profil dev, la nappe étant xx cm sous la surface, et le fossé contenant yy cm d'eau. Les temps sont donnés en heures, les volumes cumulés en litres ; ils correspondent au volume infiltré depuis un fossé d'un mètre de long.

⇒ On voit que le développement de profil influe environ d'un facteur 4 sur les volumes infiltrés. La profondeur de la nappe influe elle aussi beaucoup puisque les volumes infiltrés pour une nappe à 50 cm de profondeur sont environ trois fois inférieurs à ceux infiltrés pour une nappe à 100 cm de profondeur, toutes choses égales par ailleurs. Quant à la hauteur d'eau dans le fossé, c'est le facteur qui influe le moins, ce qui se conçoit puisque le gradient hydraulique entre le fossé et la nappe dépend de la somme de cette hauteur et de la profondeur de la nappe.

Si l'on considère 10 km de fossés sur le bassin, le volume infiltré, pour la simulation sain_n100_f30 conduit à un volume infiltré d'environ 820 m³ pendant la première heure (soit 0.16 mm/h ramené à la surface du bassin), contre un débit d'environ 500 à 1000 l/s en crue, soit 1800 à 3600 m³/h, soit des volumes du même ordre de grandeur. Notons toutefois que les conditions aux limites utilisées nous semblent peu réalistes, dans la mesure où il est très peu probable qu'un fossé soit plein au dessus d'un sol sec, dans une zone au sol sain ! Si l'on considère la simulation hyd_n50_f10, qui nous paraît physiquement plus raisonnable, nous aboutissons à un volume cumulé de 136 m³/h.

Nous verrons au paragraphe traitant des temps de transfert dans le réseau anthropique que les transferts sont très rapides, et que l'eau collectée par les fossés est rapidement évacuée, sauf à être stockée dans la micro topographie (ou la macro rugosité), et donc correspondre à des tirants d'eau faibles, conduisant à des taux de réinfiltration moindres.

1.3.b. Fossé en travers de la pente

Une simulation pour un fossé en travers d'une pente a également été effectuée. Le domaine simulé mesure 20 m de long³, 2 m d'épaisseur, et a une pente de 5%. La condition à la limite amont est une condition en flux, que l'on prend égal à [la transmissivité du profil saturé * la pente topographique], la condition à la limite aval est en charge. Les conditions à la limite constantes choisies pour les extrémités du domaine paraissent ici raisonnables, dans la mesure où l'on peut penser que les volumes infiltrés ne perturberont pas significativement les écoulements sur le versant, à l'échelle de temps considérée (quelques heures). Nous verrons qu'il n'en ira plus forcément de même pour des simulations ultérieures, ou avec des conductivités notablement plus élevées pour les horizons pédologiques supérieurs.

Pour simplifier les calculs, on a ici utilisé un sol homogène (constitué d'un horizon conducteur : Sal), et comparé à la simulation équivalente pour un sol plat (également constitué d'un sol homogène), pour une nappe située à 1 m de profondeur, et un fossé contenant 30 cm d'eau.

³ Cette longueur a été adoptée, pour cette simulation, après différents tests : elle a semblé suffisante pour que les conditions à la limite constantes que l'on utilise soient raisonnables, avec les conductivités hydrauliques à saturation utilisées.

⇒ Les résultats sont équivalents au niveau des flux infiltrés, montrant que dans ces conditions, la pente du terrain a peu d'importance.

I.4. Drainage du terrain par un fossé, phase de récession

On examine ici l'effet d'un fossé placé dans un terrain engorgé d'eau, sans précipitation, donc en phase de récession. De la même façon que précédemment, on examine d'abord le cas d'un fossé parallèle à la pente, puis d'un fossé en travers de la pente.

I.4.a. Fossé parallèle à la pente

La simulation est menée, comme pour la simulation de l'infiltration, pour un développement de profil sain et pour un développement de profil hydromorphe. Nous verrons dans la suite (Partie IV) que nous serons amenés à multiplier par 10 les conductivités latérales de l'ensemble des horizons pédologiques pour le sous bassin de Kervidy : nous effectuons donc ici également la même opération, pour le développement de profil sain.

La condition initiale est une nappe située 30 cm au dessus du fond du fossé (lui-même rempli de 30 cm d'eau). Le fossé se vide en 4 minutes (8 minutes pour le sol hydromorphe) : on suit les flux drainés par le fossé, ainsi que l'extension du profil de rabattement.

Les résultats sont portés dans le même tableau que ceux concernant le fossé en travers de la pente, afin de permettre une vue d'ensemble des résultats.

I.4.b. Fossé en travers de la pente

Le segment de versant simulé ici mesure 32 mètres de long⁴, son épaisseur est de 3 mètres, et la pente est de 2.5 % (c'est à dire proche de la moyenne observée sur le bassin d'application).

Là encore, on simule successivement un développement de profil sain, hydromorphe, et sain avec des conductivités latérales dix fois plus élevées que les conductivités verticales. La condition initiale est une nappe parallèle à la surface du terrain, telle que le tirant d'eau dans le fossé soit de 30 cm. Celui-ci se vide progressivement, comme pour le fossé parallèle à la pente.

La condition à la limite est en charge à l'aval du domaine, en flux à l'amont, avec un flux par unité de surface égal à [pente * conductivité latérale de l'horizon], sur les parties du profil qui sont saturées. On considère que le domaine est assez long pour que le fossé n'influence pas les conditions aux limites du domaine ; cette hypothèse est toutefois mise en défaut pour des conductivités élevées. D'autre part, il est très peu probable que les écoulements sur le versant n'évoluent pas pendant un épisode de récession tel que simulé, et les conditions à la limite sont donc vraisemblablement imparfaites.

⁴ La taille du domaine à utiliser a ici été calculée en considérant un domaine plat, semi-infini, dont la conductivité à saturation est de $K = 10^{-5}$ m/s, et dont l'épaisseur est de 3 m, avec une porosité de 20 % . La transmissivité est donc de $3 \cdot 10^{-5}$ m²/s.

Si l'on suppose que la nappe a à l'instant initial une hauteur constante h_0 , et qu'on la draine par un fossé, situé à l'abscisse $x = 0$, que l'on assèche brusquement au temps $t = 0$, la hauteur de la nappe à l'abscisse x au temps t est donnée par :

$$h(x, t) = h_0 \cdot \operatorname{erf} \left(x \sqrt{\frac{S}{4Tt}} \right).$$

Si l'on veut aux extrémités du domaine ne pas commettre plus de 10 % d'erreur sur l'estimation de la charge hydraulique, via les conditions que l'on impose, il faut que :

$$\operatorname{erf} \left(x \sqrt{\frac{S}{4Tt}} \right) = 0.9 = \operatorname{erf} (1)$$

Si on raisonne alors à l'horizon de quelques jours $t = 4 \cdot 10^5$ s, on a $x \cdot \sqrt{\frac{0.2}{4 \cdot 3 \cdot 10^{-5} \cdot 4 \cdot 10^5}} = 1$, soit $x^2 = 16 \cdot 3 / 0.2 = 240$,

c'est à dire x de l'ordre de 16m. On n'a pas tenu compte dans cette estimation de la pente du terrain, pas très élevée.

Encore une fois, cette estimation vaut pour des conductivités ayant les ordres de grandeur considérés, et seraient à revoir pour des conductivités significativement plus fortes.

Néanmoins on suppose que ces simulations nous donnent des ordres de grandeur raisonnables sur les flux captés par le fossé.

Simulation	<i>a</i>	<i>b</i>	V(0.5)	V(1)	V(3)	V(12)	V(12)'
sain_plat	0.0358	0.712	7.4	12.2	26.6	71.2	
hyd_plat	0.0125	0.708	2.5	4.1	9.0	23.9	
sain10_plat	0.0753	0.761	22.7	38.5	88.8	255.3	189.0
sain_pente	0.0169	0.807	7.2	12.5	30.4	93.0	
hyd_pente	0.0033	0.850	1.9	3.5	8.9	28.8	
sain10_pente	0.0549	0.799	22.0	38.2	91.9	278.4	140.0

Tableau 3 : Volumes drainés, phase de récession.

Les simulations sont notées *dev_xx* où *dev* désigne le développement de profil : sain, hydromorphe, sain avec les conductivités latérales multipliées par 10, et *xx* spécifie si le fossé est parallèle à la pente (*plat*) ou en travers (*pente*, la pente étant de 2.5 %).

Les volumes indiqués sont des volumes cumulés en litres par mètre linéaire de fossé, basés sur l'ajustement d'une fonction puissance $V(t) = a.t^b$, comme pour les simulations d'infiltration. Les simulations ont été menées sur environ 2 heures, et à cette échelle de temps, l'ajustement est excellent ; il s'agit donc de volumes extrapolés pour V(3) et V(12). Les volumes V(12)' désignent quant à eux les résultats obtenus en prolongeant les simulations pendant 12 heures, pour *sain10_plat* et *sain10_pente* : on voit que les résultats sont sensiblement différents des volumes extrapolés, bien que restant dans les mêmes ordres de grandeur.

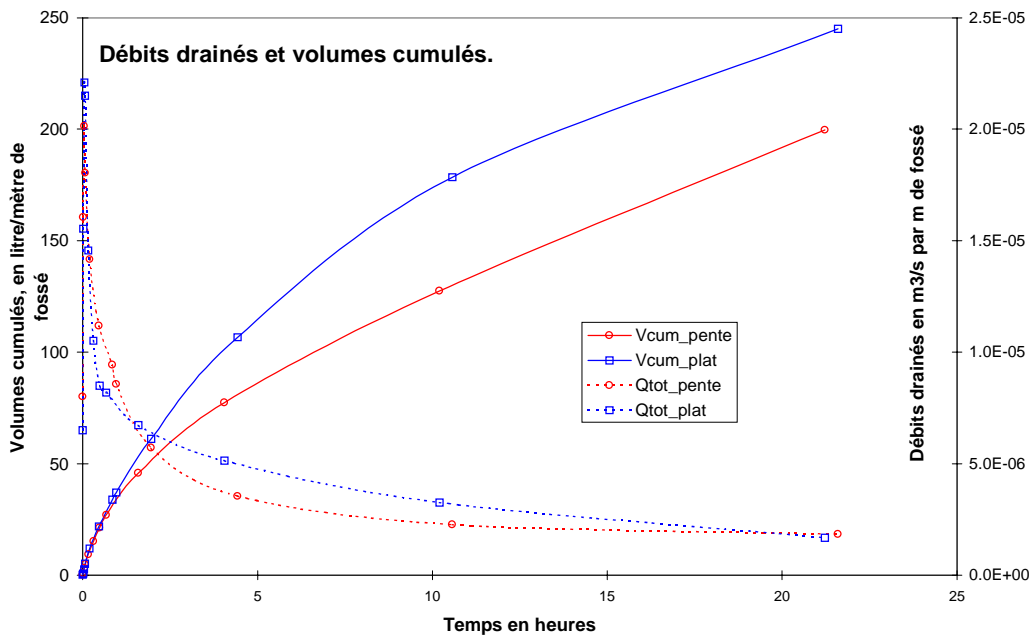


Figure 4 : Débit drainé et volume drainé cumulé. Développement de profil sain. Fossé parallèle à la pente et en travers de la pente

Les résultats sont assez surprenants, dans la mesure où les flux drainés par le fossé en travers de la pente sont très légèrement inférieurs à ceux drainés par le fossé parallèle à la pente, ce qui nous paraît contraire à l'intuition, au moins pour les simulations de longue durée, puisque le fossé en travers de la pente bénéficie d'un apport constant de l'amont, alors que le fossé parallèle à la pente doit rabattre la nappe de plus en plus loin pour son approvisionnement en eau. Il est vrai que le fait de prendre la condition à la limite amont égale à la transmissivité du profil saturée multipliée par la pente topographique ne rend pas compte de « l'appel » créé par le drainage du fossé.

Pour le fossé en travers de la pente, à l'approche du régime permanent⁵, l'essentiel du volume capté provient de l'amont, alors qu'au début de la simulation, il est à peu près également réparti des deux côtés du fossé. Il faudrait tester plusieurs pentes pour juger de l'asymétrie du drainage par le fossé, et de son évolution au cours du temps.

⇒ Quoiqu'il en soit, les volumes ainsi drainés sont, pour les profils sains ou hydromorphes, du même ordre de grandeur que les volumes infiltrés avec une nappe à 50 cm de profondeur et un fossé rempli par 10 cm d'eau. Ils représentent donc, pour dix kilomètres de fossés, environ un dixième du volume horaire écoulé pour une crue usuelle, de 500 à 1000 l/s. Les volumes obtenus pour des conductivités latérales multipliées par 10 sont environ trois fois plus élevés que ceux obtenus avec un profil sain isotrope.

Si, pour le développement de profil sain par exemple, on calcule la transmissivité du profil correspondant à la profondeur du fossé, on obtient $T = 4.94.10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ soit 17.8 l/h pour un mètre de fossé. C'est à peu près ce qui est drainé la première heure, le flux drainé tendant en régime permanent vers le produit de cette transmissivité par la pente topographique.

Quant au profil de rabattement, il s'étend pour toutes les simulations jusqu'aux extrémités du domaine, d'autant plus vite que les conductivités sont élevées.

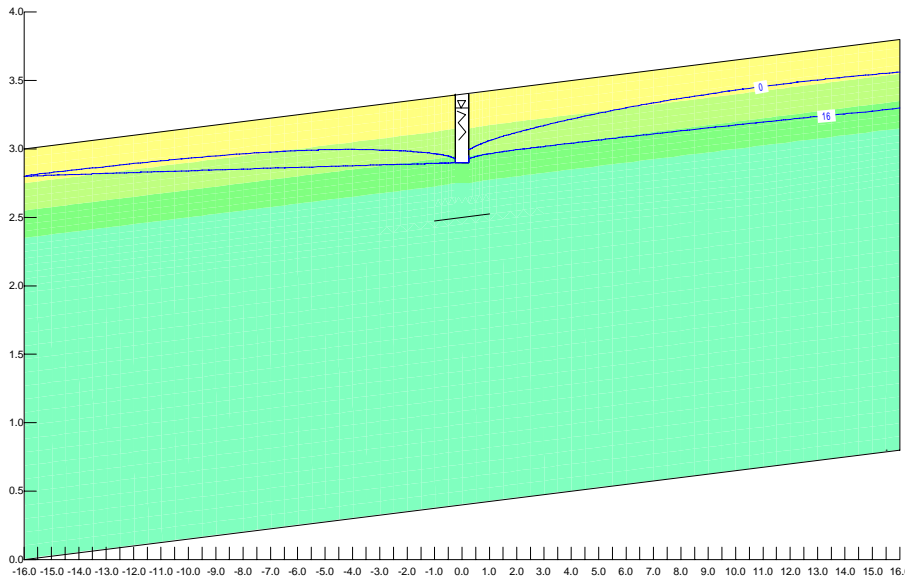


Figure 5 : Fossé en travers de la pente. Profil sain, conductivités latérales multipliées par 10. Niveau initial et final de la nappe

Rappelons que les conditions à la limite constantes que nous employons ne sont sans doute pas raisonnables : en effet en réalité, le niveau de la nappe baisse au cours de la récession. Toutefois comme il ne nous a pas semblé que la prise en compte de ce phénomène influencerait notablement sur les ordres de grandeur obtenus, et que de surcroît nous ne savons pas à quelle vitesse il se déroule, nous nous sommes contentés de cette approximation.

1.5. Drainage du terrain par un fossé, période de pluie

Il nous reste à estimer l'effet d'un fossé sur les écoulements se produisant sur un versant en période de pluie. Là encore, nous distinguerons fossé parallèle à la pente et fossé en travers de la pente, ainsi que développements de profil sain, hydromorphe et sain avec conductivités latérales multipliées par 10.

⁵ Le régime permanent correspond au flux capté par le fossé égal au produit de la transmissivité d'un bord de fossé et de la pente topographique, compte tenu de la limite amont en flux constant que l'on a imposée.

I.5.a. Fossé parallèle à la pente.

On utilise un domaine similaire à celui utilisé pour les simulations de drainage en récession, et les trois mêmes types de développements de profil. On ne peut toutefois utiliser ici des éléments infinis aux extrémités du domaine, et il faudra donc prêter attention à l'évolution de la nappe aux extrémités du domaine. Celles-ci sont soumises à des conditions en charge constantes, et la surface à une condition en flux constant, correspondant à une intensité pluvieuse de 3 mm/h, représentative des événements pluvieux les plus fréquents sur notre bassin d'application. A l'instant initial, le toit de la nappe est à 60 centimètres de profondeur. La figure ci-dessous montre l'évolution du débit drainé par le fossé pour un développement de profil sain :

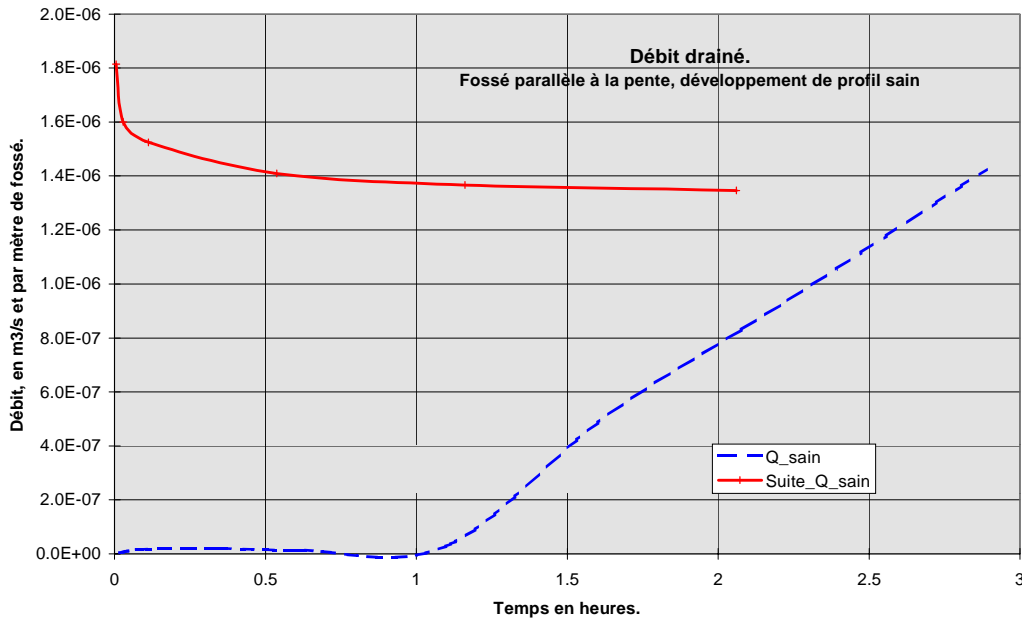


Figure 6 : Débit drainé par un fossé parallèle à la pente. Développement de profil sain.

Le premier débit « Q_sain » correspond aux simulations menées avec à la surface des conditions en flux révisées par la charge. Théoriquement, quand un noeud de la surface arrive à saturation, il bascule donc en condition en charge, celle-ci étant égale à sa cote. En fait, nous n'avons pas réussi à activer correctement cette option : SeepW continue donc à accroître la charge au niveau de ces noeuds (on peut arriver ainsi à des pressions de 10 m d'eau à la surface !), conduisant à des flux infiltrés bien supérieurs à l'intensité pluvieuse spécifiée au début de la simulation (quelquefois d'un ou deux ordres de grandeur). Pour contourner ce problème, on procède par itérations successives, en changeant à la main les conditions à la limite en flux en conditions à la limite en charge égale à la cote, quand la nappe a significativement évolué entre deux simulations.

- Pour des simulations de fossé parallèle à la pente, où la nappe a une progression relativement homogène (elle reste globalement de forme constante au cours de la simulation), cela ne demande que peu d'itérations : Q_sain sur la figure 6 représente le débit drainé par le fossé au cours d'une première simulation, où les conditions à la limite à la surface sont en flux. Quand la nappe a atteint le niveau de la surface, on prend sa position comme condition initiale, en affectant aux noeuds saturés une condition à la limite en charge, et on obtient le débit suit_Q_sain, qui conduit rapidement à un régime permanent (pour cette deuxième simulation, on ajuste les conditions en charge aux extrémités du domaine pour tenir compte de l'élévation de la nappe).
- Pour des simulations de fossé en travers de la pente, il faut procéder à beaucoup plus d'itérations, car la nappe ne monte pas de façon parallèle à la surface comme pour les simulations « à plat ». Ces manipulations s'avèrent relativement fastidieuses, et dissuadent de multiplier les configurations testées.

D'autres simulations ont été menées avec des intensités plus fortes (de 10-20 mm/h), correspondant à des épisodes pluvieux plus violents, mais on se heurte alors rapidement aux problèmes de bascule des

conditions à la limite en flux à des conditions en charge. Dans la mesure où les régimes permanents correspondant ne sont pas notablement différents, nous n'avons pas rapporté ici les résultats correspondants. Ne figurent donc dans le tableau suivant que les résultats relatifs à une intensité pluvieuse de 3 mm/h

Développement de profil	Qperm	Cône de rabattement.	Vcum (0.5)	Vcum (1)	Vcum (3)	Vcum (6)	Vcum (12)
Sain	9.8	5 m	0.0	0.0	13.6	42.6	100.8
Hydromorphe	15	0.9 m	0.0	0.2	25.2	70.4	160.8
Sain_10	64	6.7 m	0.2	1.6	46.4	240.0	628.4

Tableau 4 : Volumes drainés en période de pluie. Fossé parallèle à la pente.

Qperm désigne le débit de drainage atteint par le fossé en régime permanent. La colonne suivante donne la largeur du profil de rabattement. Viennent ensuite les volumes drainés cumulés. Les volumes sont indiqués en litres, les temps en heures, les débits en litres/heure.

Notons que les débits relatifs au développement de profil hydromorphe sont supérieurs au développement de profil sain, ce qui peut paraître paradoxal. Ce résultat provient du fait que les horizons labourés sont identiques pour les deux développements de profil : pour le développement de profil hydromorphe, le contraste est tel entre cet horizon et les horizons sous jacents que l'essentiel des écoulements se fait dans cette couche de surface, et est donc capté par le fossé.

Pour le développement de profil sain, la nappe atteint la surface vers 2h30, et on approche du régime permanent vers 3-4 heures. Pour le développement de profil hydromorphe, ces phénomènes sont à peine plus rapides. Pour le développement de profil sain dont les conductivités latérales sont multipliées par 10, la nappe affleure à 3h30, et le régime permanent est atteint après environ 5h00 de pluie.

Nous présentons les résultats relatifs au fossé en travers de la pente avant d'aller plus loin dans l'analyse de ces résultats.

1.5.b. Fossé en travers de la pente.

Là encore, nous utilisons le même domaine que pour les simulations de drainage en récession, et les mêmes développements de profil. La condition initiale est une nappe parallèle à la surface du terrain, à 60 cm de profondeur, avec une répartition des pressions hydrostatique sur la verticale. Les conditions à la limite sont des conditions en charge à l'aval, en flux à l'amont, avec un flux égal à [la transmissivité du profil saturé * par le gradient topographique], pour avoir en entrée une nappe parallèle à la surface.

Comme on l'a souligné a paragraphe précédent, il faut ici procéder par itérations successives, afin d'ajuster ces conditions aux limites et tenir compte de l'élévation de la nappe, quant elle devient significative. Ces actualisations se traduisent par des oscillations des débits drainés par le fossé, car ceux-ci sont très sensibles au gradient hydraulique, qui varie à chaque ajustement. Nous n'avons toutefois pas trouvé comment s'abstraire de ces problèmes : même en agrandissant le domaine, comme ces conditions aux limites se répercutent très rapidement sur l'ensemble du domaine⁶, on retrouve les mêmes oscillations, à peine atténuées.

⁶ Dans les problèmes d'écoulement souterrains, les hypersurfaces caractéristiques sont perpendiculaires à l'axe des temps : la vitesse de propagation d'un signal est infinie ; on n'observe donc pas d'oscillations des pressions autres que celles provoquées par les oscillations du terme de production de l'équation de continuité et des conditions aux limites (Wolsack, 1979).

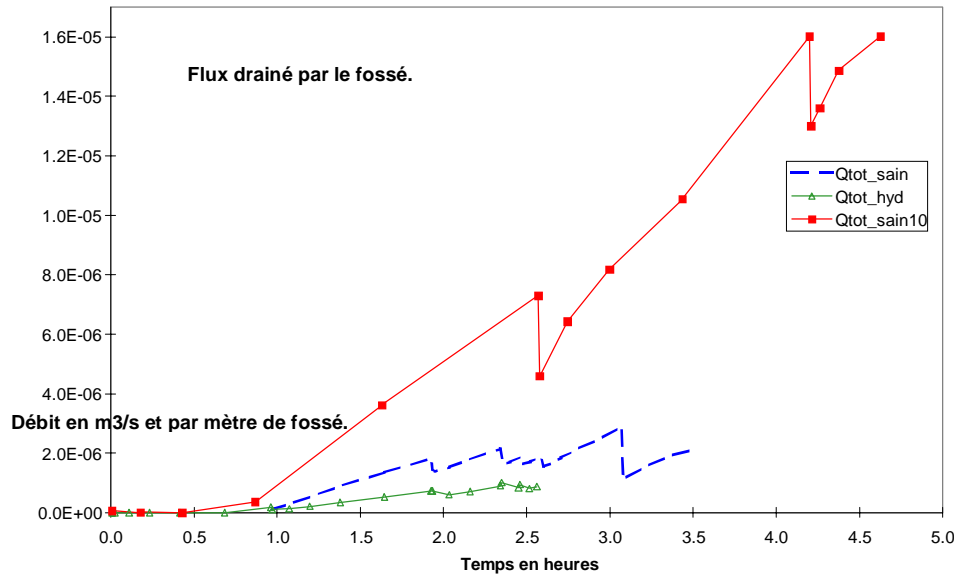


Figure 7 : Flux drainé par le fossé, en m³/s et par mètre de fossé, pour les trois développements de profil

Chaque « décrochement » dans les courbes correspond à une actualisation des conditions aux limites : d'une part au niveau de la charge hydraulique à appliquer aux extrémités du domaine, d'autre part au niveau du passage [condition en flux \Rightarrow conditions en charge] là où la nappe atteint la surface. Le tableau ci-dessous donne les valeurs obtenues en prenant les courbes moyennes issues de ces courbes avec oscillations. Compte tenu des problèmes posés par les conditions aux limites, les simulations ont porté sur des périodes moins longues que celles relatives au fossé parallèle à la pente, et le régime permanent n'a pas toujours été atteint (il est atteint d'autant plus difficilement que les conductivités hydrauliques sont élevées) : les débits en régime permanent ont alors été extrapolés.

Développement de profil	Qperm	Vcum (0.5)	Vcum (1)	Vcum (3)	Vcum (6)	Vcum (12)
Sain	7.2	0.3	1.1	11.9	53.5	96.7
Hydromorphe	3.1	0.0	0.3	5.7	38.9	57.5
Sain_10	54.0	0.7	3.7	48.1	244.0	568.0

Tableau 5 : Volumes drainés, phase de pluie. Fossé en travers de la pente.

Les débits sont en l/h, les temps en heures, et les volumes cumulés en l, le tout par mètre de fossé.

Ici le profil de rabattement est d'autant plus dissymétrique par rapport au fossé que la conductivité est élevée : pour le développement de profil sain, il est symétrique (environ 3.5 m de part et d'autre du fossé) ; pour le développement de profil sain, l'asymétrie n'est pas très marquée (3.0 m à l'aval et 3.25 m à l'amont) ; pour le développement de profil sain avec conductivités latérales multipliées par 10, à la fin de la simulation, la nappe n'affleure pas encore à l'aval alors que le sol est saturé jusqu'à 5 m à l'amont du fossé.

- Pour ces simulations encore, les différences entre les simulations pour fossé parallèle à la pente et en travers de la pente ne sont pas très marquées, et indiquent plutôt des flux drainés plus élevés pour le fossé parallèle à la pente, notamment pour le développement de profil hydromorphe (ce dont on a déjà souligné la cause).
- Alors que pour les autres simulations (infiltration depuis un fossé et drainage en récession), les débits à considérer décroissaient avec le temps jusqu'au régime permanent, ici les débits captés par le fossé croissent jusqu'au régime permanent : le risque est donc moindre que pour les autres types de simulation de négliger l'essentiel de l'influence du fossé dans ces conditions en ne considérant que le régime permanent.

- Les volumes cumulés drainés en temps de pluie n'atteignent le même ordre de grandeur que les volumes cumulés drainés en récession ou infiltrés à partir d'un fossé (dans un sol sec) qu'après 3 heures environ. Par contre, ensuite, ces cumuls dépassent largement les valeurs correspondantes pour les autres simulations, les débits atteints en régime permanent étant notablement plus élevés : de l'ordre de 10 l/h pour un mètre de fossé, si l'on considère le développement le profil sain (60 l/h si l'on multiplie les conductivités latérales par 10) soit, si l'on considère 10 km de fossés, 100 m³/h (respectivement 600 m³/h) ou encore le dixième du volume écoulé pendant une crue moyenne (respectivement le tiers).

I.6. Conclusions sur l'utilisation de SeepW

I.6.a. Influence des conditions aux limites et des conductivités hydrauliques à saturation

Cette mise en œuvre de SeepW nous a permis d'appréhender sa sensibilité aux conditions aux limites et aux caractéristiques hydrodynamiques utilisées pour les sols, notamment la conductivité hydraulique à saturation. Une modification même minime des conditions aux limites appliquées aux extrémités du domaine peut conduire à des résultats significativement différents en termes de volumes infiltrés ou drainés par un fossé. La sensibilité à ces paramètres l'emporte largement sur la sensibilité à la pente, au moins en termes de flux. Or ces conditions à la limite nous sont largement méconnues, tant au niveau de leurs valeurs initiales que de leur évolution temporelle. Ces considérations ont limité le nombre de simulations que nous avons menées : par exemple, il n'a pas paru pertinent d'augmenter notablement l'intensité pluvieuse, ou de prolonger les simulations, les problèmes de conditions à la limite étant alors exacerbés.

Pour les mêmes raisons, nous n'avons pas testé des sols aux conductivités significativement plus importantes que celles mesurées sur notre bassin d'application : l'influence des conditions aux limites se fait d'autant plus vite sentir que les conductivités sont élevées, et les flux simulés importants.

En d'autres termes, cette méconnaissance des conditions aux limites nous contraint à des simulations via SeepW qui minimisent le rôle des fossés sur les écoulements sur le bassin, ce qui est quelque peu paradoxal, compte tenu des objectifs que nous nous étions fixés.

Nous n'avons pas non plus multiplié les tests sur l'influence de la pente, qui se ramenaient en fait à des tests sur l'influence des conditions aux limites que nous fixions.

Soulignons que cette méconnaissance des conditions à la limite a conduit à un échec relatif de la mise en œuvre de SeepW sur un bas de versant du bassin versant du Rû de Cétrais, situé en Loire Atlantique, bordé par un fossé, sur lequel nous disposons de chroniques limnimétriques et piézométriques. Le fait de ne connaître ni la condition à la limite amont (tant en nature - charge ou flux - qu'en valeur), ni les caractéristiques hydrodynamiques des horizons, ni une éventuelle fuite vers une nappe profonde, transformait le problème de calage en quadrature du cercle.

⇒ Il faudrait pour s'abstraire de ce problème soit simuler un versant depuis la crête, pour se dégager des conditions aux limites, soit connaître parfaitement les caractéristiques du domaine. Une alternative plus réaliste est de mener de pair expérimentation et simulation, afin d'approcher par aller-retour [observation ⇒ hypothèse ⇒ simulation ⇒ vérification sur le terrain] le fonctionnement réel du système.

I.6.b. Résultats : synthèse

Quoiqu'il en soit, les simulations effectuées nous renseignent au moins sur les ordres de grandeur et les processus dominants pour les conditions aux limites et les conductivités hydrauliques à saturation fixées.

⇒ L'infiltration depuis un fossé et le drainage sans alimentation par la pluie impliquent des flux décroissants dans le temps : il est donc essentiel de représenter les premiers pas de temps, et de connaître les conditions initiales, qui conditionnent l'intensité de la réponse. On ne peut se contenter de représenter le régime permanent, qui conduit à des flux très faibles.

α. Réinfiltration

La réinfiltration depuis un fossé est très sensible aux conditions initiales : profondeur de la nappe et hauteur d'eau dans le fossé. Les conditions aux limites et initiales sur lesquelles nous basons notre estimation surestiment certainement les flux infiltrés, en surestimant les gradients hydrauliques aux alentours du fossé : il est en effet très peu probable qu'un fossé contienne beaucoup d'eau au dessus d'un sol où la nappe est profonde, et les flux à reprendre en compte sont sans doute plutôt les flux correspondant à l'approche du régime permanent qu'au tout début des simulations.

Quoiqu'il en soit, les volumes infiltrés pendant la première heure, tels que calculés, représentent environ un vingtième à un dixième du volume écoulé en une heure au niveau de Kervidy pour une crue normale (de l'ordre de 500 à 1000l/s), si l'on considère qu'il y a 10 km de fossés « actifs » sur le bassin. Ce débit décroît ensuite nettement jusqu'à des flux représentant environ un centième de notre débit « de référence ». Les flux sont ici très sensibles au développement de profil utilisé, avec un facteur 4 environ entre les infiltrations dans un horizon conducteur (K_{sat} de l'ordre de 10^{-5} m/s) et dans un horizon peu conducteur (K_{sat} de l'ordre de 10^{-6} m/s).

β. Drainage en récession

Le drainage en phase de récession est lui aussi très sensible à la position initiale de la nappe. Pour une nappe initialement très proche de la surface (10 cm), les flux drainés pendant la première heure sont du même ordre de grandeur que les flux infiltrés cités ci dessus, soit environ le dixième de notre volume de référence. Ils décroissent ensuite jusqu'à un régime pseudo-permanent (atteint après une douzaine d'heures environ) qui conduit à des cumuls horaires représentant environ le tiers du volume drainé pendant la première heure. Le développement de profil est important, puisqu'on note un rapport 3 entre les volumes drainés pour un profil sain et un profil hydromorphe, et le même rapport entre les volumes drainés pour un profil sain et le même profil aux conductivités latérales multipliées par 10.

γ. Drainage pendant un épisode pluvieux.

Le drainage en phase pluvieuse est un phénomène impliquant des flux croissant avec le temps, et conduisant à un régime permanent approché après 3-4 heures de simulation (pour une nappe initialement située à 60 cm de profondeur). Les volumes cumulés impliqués pendant cette première phase sont négligeables, jusqu'à ce que la nappe arrive au niveau du fossé ; les conditions initiales ne conditionnent donc a priori que le temps nécessaire pour atteindre le régime permanent. Ensuite, le régime permanent conduit à des volumes drainés horaires de l'ordre du dixième de notre volume de référence. Le fait de multiplier par dix les conductivités latérales du développement de profil sain conduit à des volumes environ six fois plus élevés.

Rappelons le résultat au premier abord paradoxal lié au développement de profil hydromorphe, qui pour un fossé parallèle à la pente conduit à des volumes plus élevés que pour le développement de profil sain, les écoulements étant cantonnés dans l'horizon labouré, compte tenu de la très faible perméabilité de l'horizon E_a sous jacent.

δ. Influence de la pente

L'influence de la pente est très faible en termes de flux, au moins pour la pente utilisée (essentiellement 2.5%, moyenne de la pente sur notre bassin d'application). En termes de processus il n'en va pas de même : les flux drainés par un fossé en travers de la pente, avec alimentation à l'amont correspondent approximativement aux flux interceptés par le fossé, alors que pour un fossé parallèle à la pente, il s'agit d'un rabattement de nappe. Les simulations n'ont donc pas permis de trancher sur l'importance relative, dans l'influence d'un fossé, de ce qui est rabattement de nappe et de ce qui est interception des écoulements latéraux venant de l'amont. Pour une inclinaison nulle par rapport à la ligne de plus grande pente, il est clair que le seul effet est celui du rabattement de nappe. Pour un fossé en travers d'une pente de 15 %, l'effet d'interception des écoulements l'emporte très certainement. Où se situe la limite, qui varie probablement de surcroît avec les développements de profil utilisés ?

I.6.c. Représentation adoptée pour l'influence des fossés sur les écoulements.

Les simulations effectuées sont relativement simplistes, puisqu'elles ne considèrent tour à tour qu'un seul processus, dans des conditions aux limites stables ou ne dépendant que du processus simulé (et pas de l'évolution de l'environnement du domaine, qu'on en connaît pas). Elles montrent néanmoins que ces processus sont complexes, et très sensibles aux conditions aux limites, conditions initiales et caractéristiques hydrodynamiques du domaine considéré. Par contre, en termes de flux, les résultats ne semblent pas très sensibles à la pente, qui constitue pourtant un paramètre déterminant dans la représentation que fait Topog des écoulements. De même, l'asymétrie de la nappe par rapport à un fossé en travers de la pente est peu marquée pour les simulations représentant des horizons peu conducteurs, ce qui paraît peu compatible avec l'hypothèse que fait Topog qu'il n'y a pas de rétroaction amont-aval, et qui nous semble impliquer une représentation dissymétrique entre l'amont et l'aval d'un fossé.

Cette contradiction nous semble toutefois devoir être nuancée par le fait que la dissymétrie de la nappe par rapport à un fossé en travers de la pente, et l'importance de l'effet d'interception des écoulements amont par rapport au rabattement de nappe, sont d'autant plus importants que les conductivités hydrauliques (au moins latérales) sont élevées. Or tout nous porte à croire que les conductivités hydrauliques à prendre en compte sont plus importantes que celles qui ont été mesurées ponctuellement sur notre bassin d'application (Conclusion de la Partie II).

Compte tenu de ces remarques et de l'incertitude où nous sommes quant à l'importance réelle des différents processus en jeu dans le comportement hydrologique d'un fossé sur une pente, nous adopterons une représentation relativement simple, qui nous semble respecter au mieux les résultats des simulations présentés plus haut tout en étant compatible avec Topog. Cette représentation sera à modifier au fur et à mesure de l'acquisition de connaissances et de nouveaux ordres de grandeur.

La réinfiltration est un phénomène qui peut se dérouler sur de longues périodes dans les fossés où l'eau stagne, mais implique des flux peu importants. Nous verrons plus loin que les temps de transfert dans le réseau anthropique sont faibles : dans les fossés où l'eau s'écoule, les volumes infiltrés avant que l'eau ne disparaisse sont dérisoires. Dans les fossés où elle stagne, les hauteurs d'eau en jeu sont faibles, et les flux ne dépendent guère que de la hauteur de la nappe et du développement de profil du sol environnant le fossé.

⇒ Dans un premier temps, nous utiliserons toutefois un taux de réinfiltration constant, dépendant uniquement du développement de profil concerné, et correspondant au régime permanent obtenu dans les simulations. Il nous semble en effet que la nappe ne doit jamais être très profonde dans un sol traversé par un fossé contenant de l'eau.

Compte tenu des conductivités hydrauliques relativement élevées que nous emploierons dans la suite des simulations (Cf. Partie IV, chapitre 2), nous décidons de considérer que l'essentiel de l'influence d'un fossé sur l'écoulement dans une pente réside dans l'interception des écoulements venant de l'amont.

Ceci minimise l'influence réelle pour un fossé parallèle à la pente, qui n'agit que par rabattement de nappe. Nous supposons toutefois qu'en général, l'eau qui n'est pas ainsi captée contribuera plus loin à des écoulements subsurfaciques ou du ruissellement qui seront interceptés par un autre fossé, et que cette approximation ne biaise que légèrement les résultats.

I.6.d. Remarques

★ La mise en œuvre du logiciel SeepW a de nouveau mis en évidence la synergie qui existe entre les conditions aux limites qui gouvernent un domaine et la représentation que l'on adopte pour les sols qui le constituent (notamment pour leur comportement à l'approche de la saturation), pour déterminer les processus qui dominent les écoulements sur un versant. Dans ces conditions, en l'absence de certitude quant à au moins un de ces groupes de données, il est difficile de trancher quant aux processus dominants, et un recours à l'expérience semble nécessaire. La modélisation n'est en effet pas génératrice d'information en soi ; elle peut permettre par contre de structurer les informations dont on dispose.

Une fois certains ordres de grandeur acquis, certains tests de sensibilité pourraient s'avérer riches d'enseignements quant à la dynamique du système modélisé. Il s'agirait notamment de tests concernant :

- les caractéristiques topographiques du domaine : longueur de la pente, pente globale, concavité, ...
- la profondeur et la forme des fossés,
- les caractéristiques hydrodynamiques des horizons pédologiques, le contraste entre deux horizons superposés, l'existence de macropores,
- les conditions aux limites et les conditions initiales. La méconnaissance de l'évolution temporelle de ces conditions aux limites a été un point d'achoppement majeur des simulations menées ici : nous n'avons pu trancher de qui l'emportait des phénomènes induits par le fossé ou de l'évolution des conditions aux limites.

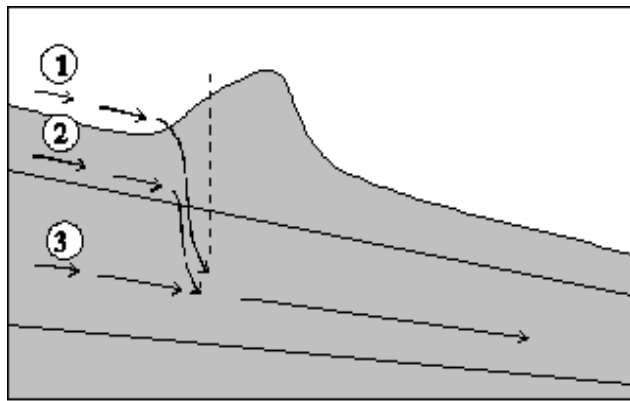
★ Avec les caractéristiques hydrodynamiques utilisées pour ces simulations, les franges capillaires sont telles que les flux dans la zone non saturée sont loin d'être négligeables par rapport aux flux de la zone saturée, notamment pour les sols hydromorphes. Cette constatation interroge quant à la représentation que fait Topog des écoulements en subsurface, qui ne considère qu'il n'y a d'écoulement latéral que saturé.

★ Ces simulations ne tiennent aucun compte d'un éventuel drainage par drains enterrés, qui pourraient alimenter les fossés et modifier significativement le comportement de la couche de sol concernée par le drainage. En effet, d'une part nous manquons de connaissance à ce sujet sur le bassin d'application, d'autre part le drainage par tuyaux enterrés a déjà fait l'objet de nombreuses études, et de nouvelles simulations n'auraient rien apporté.

II. Talus

Compte tenu de la difficulté liée à la mise en œuvre de SeepW pour modéliser de façon fine le comportement des fossés et estimer les flux mis en jeu, nous avons préféré nous appuyer seulement sur la description qualitative du comportement des talus, présentée dans la première partie. En effet, ceux-ci représentent des systèmes plus complexes que les fossés, du point de vue de leur structure ; de surcroît, nous nous serions heurtés à la même méconnaissance des conditions initiales et conditions aux limites contrôlant leur fonctionnement. Enfin, ces structures sont relativement peu nombreuses sur notre bassin d'application, et nous n'avons donc pas insisté sur la représentation des phénomènes hydrologiques qu'ils induisent.

⇒ On considère que le talus intercepte tout le ruissellement et l'écoulement subsurfacique (jusqu'à une profondeur à définir). L'eau de ruissellement ainsi interceptée s'écoule le long du talus, en fonction de la pente de celui-ci et d'un coefficient de rugosité. L'eau qui reste (en surface et en proche subsurface) est réinfiltrée vers des couches plus profondes, de façon plus ou moins symétrique par rapport au talus, suivant la pente du terrain et son degré de saturation. On considère que l'écoulement n'est pas perturbé dans les couches plus profondes.



- | | |
|---|--|
| 1 : ruissellement | ⇒ infiltration profonde +
écoulement le long du talus |
| 2 : écoulement
subsurficiel peu profond
(couche labourée) | ⇒ infiltration profonde +
écoulement le long du talus |
| 3 : écoulement
subsurficiel profond | ⇒ écoulement non perturbé |

Figure 8 : Fonctionnement hydrologique d'un talus

III. Routes

De façon schématique, on assimile les routes bordées de fossés à des fossés, et les autres à des talus. Dans ce dernier cas en effet, le revêtement sous-jacent à la route, très perméable, favorise les réinfiltrations. Notons que cette approche minimise le rôle de la surface imperméable, susceptible de générer du ruissellement.

Sur le bassin d'application de Kervidy, il y a environ 14 km de routes (communales et départementales revêtues) et chemins (sans revêtement spécifique). Si l'on considère que ces linéaires ont une largeur moyenne de 5 mètres et reçoivent une pluie de 10 mm/h, l'apport d'eau sur ces structures est de $V = 5 \cdot 14 \cdot 10^3 \cdot 10 \cdot 10^{-3} \text{ m}^3/\text{h}$, soit $V = 700 \text{ m}^3/\text{h} = 195 \text{ l/s}$, ce qui n'est pas négligeable par rapport au débit de crue du bassin. Toutefois, ces résultats sont à pondérer par le fait qu'une bonne partie de ces 14 km ne sont pas goudronnés (il s'agit souvent de chemins de remembrement en terre), et que l'eau qui ruisselle sur ces structures ne parvient pas forcément à l'exutoire, puisqu'en général elle rejoint les fossés ou les bords de route, à la rugosité élevée.

IV. Réseau hydrographique

On considère dans la suite que le comportement des petits cours d'eau est assimilable à celui des fossés. En effet, ils sont en général peu profonds, et ne diffèrent parfois des fossés que par le fait qu'ils sont représentés en bleu sur une carte IGN.

Dans la représentation que nous adoptons, nous considérons toutefois que les éléments du réseau hydrographique captent les écoulements venant du versant sur toute la profondeur du sol. Cette schématisation serait évidemment à revoir dans le cas où la nappe profonde aurait un rôle marqué sur les écoulements, puisqu'il faudrait alors représenter sa dynamique propre. Elle est ici cohérente avec le choix d'une représentation simple de la nappe profonde effectué au chapitre 1, compte tenu des connaissances que nous avons à son sujet sur le bassin d'application et, de façon plus générale, sur l'ensemble des bassins développés sur un socle peu perméable et peu profond.

Notons que cette représentation interdit le contrôle aval par le niveau d'eau dans le fossé, puisque les flux sont liés au gradient topographique, et non au gradient hydraulique réel. Dans les bas fonds humides, on peut donc craindre qu'ils soient surestimés. Pour la même raison, la circulation de l'eau n'est en réalité pas uniquement guidée par la ligne de plus grande pente : dans les fonds de vallée, elle peut même être tangentielle au ruisseau.

V. Intersection d'éléments du réseau anthropique

On avait envisagé une étude systématique, par type de région, des schémas possibles d'intersection d'éléments du réseau anthropique, de leur disposition dans la pente (intersection à 3 ou 4 brins, talus/talus, talus/fossé, fossé/fossé ..), et du trajet de l'eau à leur niveau. Cette étude nécessiterait d'observer les trajets de l'eau (au moins en surface) au cours d'épisodes pluvieux « activant » les fossés et bordures de talus.

La typologie résultant de cette étude aurait rendu possible :

- d'exclure certaines configurations peu susceptibles d'être rencontrées dans la réalité (par exemple deux fossés qui se jettent dans un talus),
- de trouver pour les autres une hiérarchisation donnant le chemin que suivra préférentiellement l'eau au niveau de cette intersection en fonction de ses caractéristiques (par exemple systématiquement l'élément le plus pentu, ou systématiquement le fossé, ou encore diffusion dans la parcelle à l'aval de l'intersection (par exemple pour la rencontre de deux talus dans un coin « bas » ...).

Toutefois, une telle étude, menée sur quelques bassins bretons (Chabalier, 1997) n'a guère donné de résultats probants. Cela est sans doute dû à l'impossibilité de distinguer les éléments auxquels a été dévolu un rôle hydraulique, ceux qui en ont acquis un a posteriori, et ceux qui ont une influence nulle sur les écoulements. Les seuls linéaires présentant un aspect systématique, tant au niveau de leur existence que de leur rôle hydraulique, étaient les fossés de fond de talweg, prolongeant en quelque sorte le réseau hydrographique. Il est évidemment difficile dans ces conditions d'établir une typologie fonctionnelle, tant des éléments du réseau anthropique que de leurs intersections.

⇒ Nous nous contenterons donc pour l'instant d'une approche basée uniquement sur la topographie des éléments de linéaire qui s'intersectent, sans prendre en compte pour l'instant leurs autres caractéristiques. En l'occurrence, seules seront prises en compte les pentes respectives des éléments à l'approche de l'intersection (Voir paragraphe suivant).

Solution adoptée pour la représentation conjointe du réseau anthropique et du maillage Topog

Une fois choisie la représentation que l'on fait du fonctionnement hydrologique de chaque type d'élément du réseau anthropique, nous pouvons passer à la façon d'intégrer cette représentation dans la structure préexistante du modèle.

On avait songé dans un premier temps à préserver l'intégrité des mailles Topog, en « discrétisant » le réseau linéaire, afin de simplifier les calculs sur la maille, la gestion des connexions dans Topog, et de préserver au mieux la structure propre à Topog.

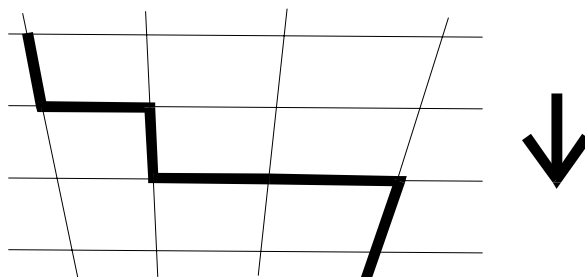


Figure 9 : "Discrétisation" du réseau anthropique

Toutefois :

- une description de la géométrie exacte du réseau linéaire reste nécessaire pour pouvoir si on le désire y calculer les écoulements de façon réaliste,
- une telle démarche risquerait de « supprimer » la prise en compte des bandes non cultivées souvent présentes en bordure de talweg ou de ruisseau dans les régions bocagères, en général peu larges mais au rôle primordial du point de vue de la qualité. Par exemple, un talus de ceinture de bas fond, proche d'une cinquantaine de mètres du ruisseau serait assimilé par cette discrétisation au ruisseau, et disparaîtrait en tant que tel, ainsi que la bande herbeuse située entre le talus et le ruisseau, à laquelle sont pourtant attribuées nombre de vertus du point de vue de la qualité de l'eau,
- si l'on désire pouvoir représenter de façon réaliste les différents processus (interception du ruissellement, drainage, réinfiltrations ...) qui dépendent des pentes respectives des éléments de linéaire et des mailles Topog, de l'inclinaison des brins par rapport à la ligne de plus grande pente, on aboutit vite à quelque chose d'au moins aussi complexe, et beaucoup moins souple, que de prendre en compte directement la topologie exacte du réseau linéaire et du réseau Topog.
- les résultats obtenus varieraient sans doute avec la résolution, les surfaces amont interceptées par les brins de linéaire variant avec la résolution du maillage.

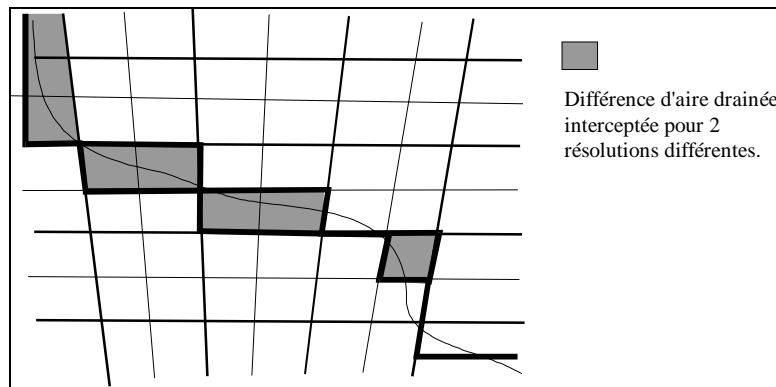


Figure 10 : Influence de la résolution

- ⇒ On a donc décidé de scinder les mailles Topog traversées par un élément linéaire. Cela devrait permettre :
- de garder une certaine souplesse dans la représentation des processus,
 - de tester des hypothèses, des seuils de pente ...
 - de représenter la dissymétrie des flux, plus ou moins forte suivant les pentes, de part et d'autre du brin

A ce niveau, deux options sont possibles :

Première solution :

Scinder les mailles en autant de morceaux que limités par les lignes de projection des intersections des polygones les décrivant avec les brins du réseau linéaire :

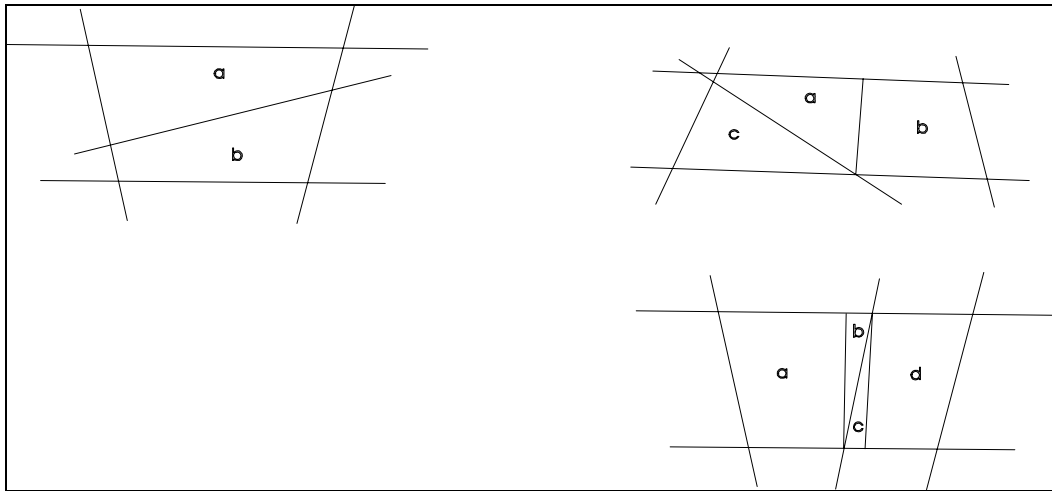


Figure 11 : Découpage d'une maille en deux, trois, quatre mailles suivant le cas

Avantages :

- Cette procédure simplifie le calcul des interceptions du ruissellement (et éventuellement des écoulements subsurfaciques) et de l'allocation des réinfiltrations, puisqu'une maille (ou un horizon pédologique) est interceptée dans sa totalité.

Inconvénients :

Cette démarche :

- augmente plus le nombre de mailles que la solution suivante,
- elle conduit à des schémas très complexes en cas d'intersection de brins,
- elle limite l'aire d'influence des éléments du linéaire, ce qui peut conduire à des mailles Topog contiguës ayant des contenus en eau très différents. Pour des fossés quasi-parallèles à la ligne de plus grande pente, par exemple, cette solution conduirait à des éléments très fins d'où il faudrait extraire le volume d'eau drainé : ces éléments auraient par conséquent des profils d'humidité très secs.

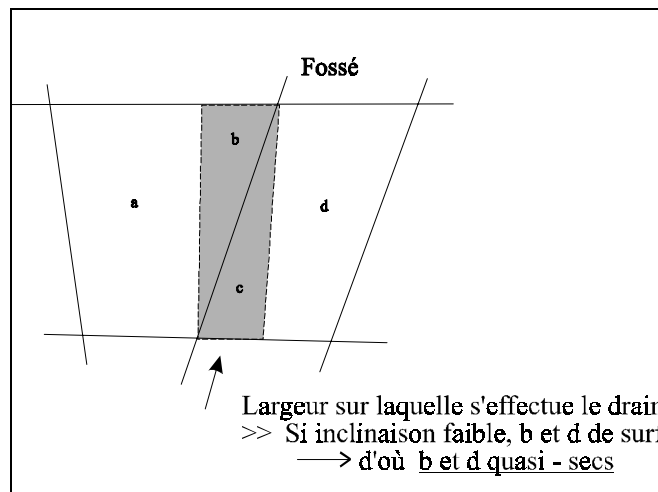


Figure 12 : Illustration d'un cas où le drainage et la réinfiltration s'effectuent sur une surface très faible.

Deuxième solution :

Ne couper chaque maille qu'en deux, et ajuster les pourcentages de ce qui passe à la maille aval et ce qui est intercepté au vu du rapport des longueurs projetées (c'est à dire des tubes de courant concernés).

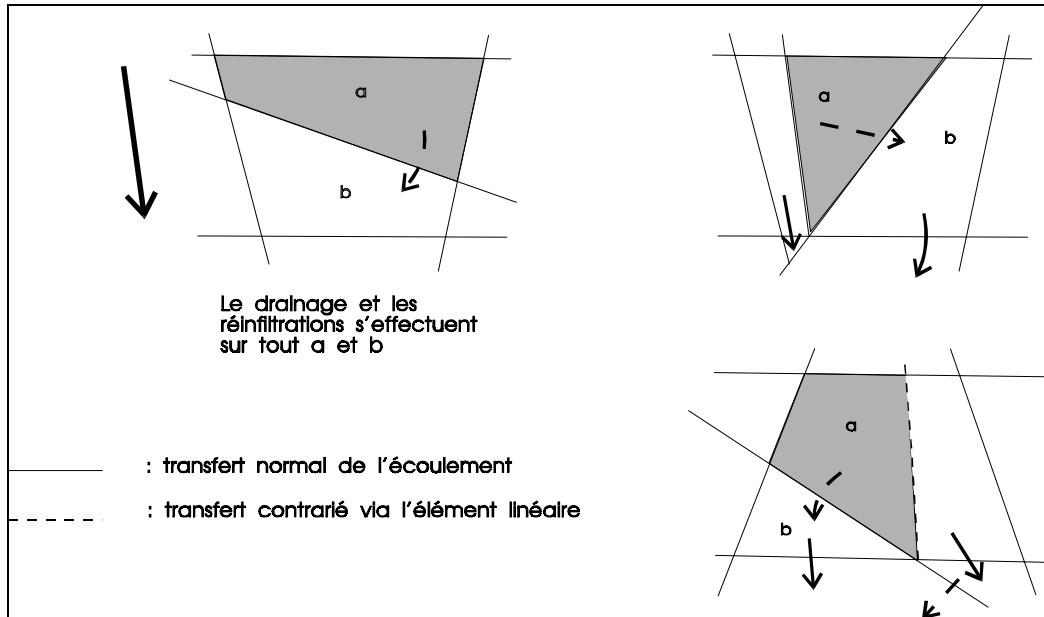


Figure 13 : Scission des mailles en deux quelle que soit la configuration : solution retenue

Avantages :

- on ne calcule les pourcentages en question qu'une fois, le nombre de mailles est plus faible que pour la solution précédente,
- on répartit l'influence du brin sur tout l'élément.

Inconvénients :

- cette solution paraît satisfaisante pour la représentation de l'interception des écoulements amont et du drainage, si l'on parvient à introduire une notion de forme de nappe, mais est peut être plus gênante pour les réinfiltrations, puisqu'on ne connaît qu'un profil d'humidité homogène sur la maille, sauf à intégrer également une notion de forme de nappe pour la réinfiltration.
- s'il y a un élément de linéaire à l'amont d'une maille elle-même traversée par un autre brin, on suppose que l'eau se redistribue de façon homogène quasi-instantanément dans cette maille, afin de prendre en compte l'influence du deuxième élément,
- cette solution n'est pas stable non plus vis à vis de la résolution, puisque l'on répartit l'influence d'un élément linéaire (mesurée en flux) sur une surface (Voir Figure 14).
⇒ Il faudrait des ordres de grandeur des flux en jeu pour juger de l'importance du biais introduit.

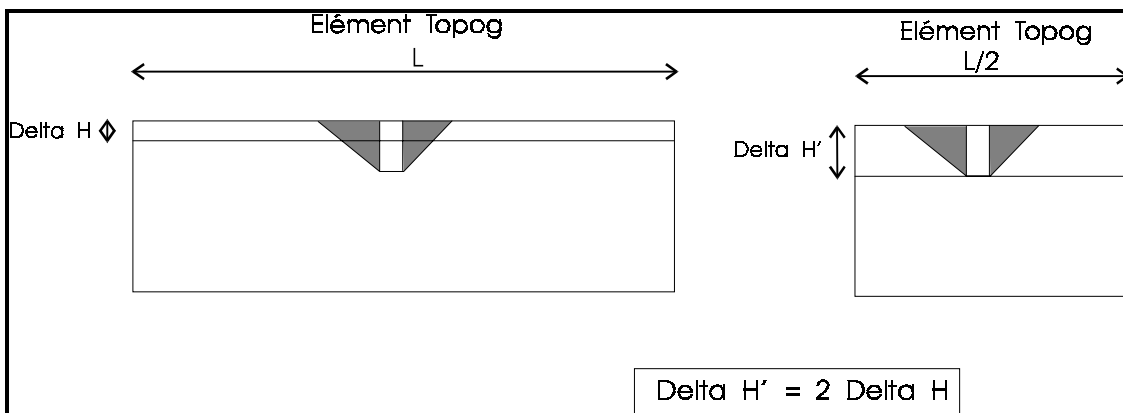


Figure 14 : Influence de la résolution sur le profil d'humidité simulé dans la maille.

⇒ Malgré ces inconvénients, on choisit cette solution pour poursuivre la réflexion, car elle nous semble être celle qui respecte le mieux la réalité du réseau anthropique, et les éléments du

maillage Topog (du point de vue de caractéristiques comme la longueur, la surface, la largeur aval des mailles).

I. Echanges mailles/éléments du réseau anthropique

Ces choix effectués, nous pouvons aborder la représentation qu'ils impliquent des échanges entre les éléments du maillage Topog, et ceux constituant le réseau anthropique.

On note⁷ :

- α : ruissellement
- β : écoulement dans la première couche subsurface (horizon labouré, pour fixer les idées)
- γ : écoulement dans la deuxième couche subsurface (le reste de la couche pédologique)

I.1. Démarche envisagée pour un talus

Pour l'instant, pour guider la réflexion, on considère qu'un talus intercepte α et β . La part de ruissellement α interceptée (et l'eau résiduelle depuis le pas de temps précédent) est transférée le long du talus. Une partie de l'eau restant en surface après ce transfert, et l'eau β interceptée sont réinfiltrées vers la couche γ (de façon symétrique par rapport au talus si la pente de la maille et/ou l'inclinaison du talus par rapport à la ligne de plus grande pente sont assez faibles, de façon dissymétrique sinon, en privilégiant le côté aval du talus).

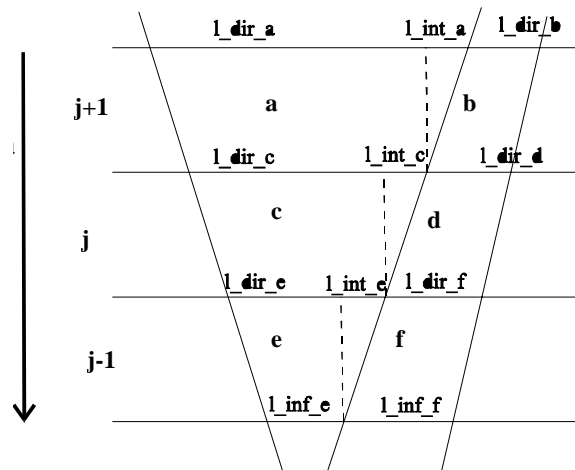


Figure 15 : Echanges entre un talus et les mailles avoisinantes

l_int_a = longueur délimitant la part des flux traversant la maille a interceptée par le talus

l_dir_a = longueur délimitant la part des flux traversant la maille a transférée « normalement » vers la maille c

l_inf_a = longueur du bas de la maille a

$l_int_c + l_dir_c = l_inf_a$

Entrée des mailles à la fin du pas de temps t-1 :

Entrées dans c :

⁷ Ces limites de couches d'écoulement sont pour l'instant arbitraires, et sujettes à modification, tant au niveau de leur nombre que des profondeurs qu'elles concernent. Elles dépendent en effet de la représentation que l'on fait du sol (reprise de labour, horizon au dessus de la semelle de labour, horizon quasi-imperméable sous-jacent - cette imperméabilité dépendant des conditions dans lesquelles ont été effectués les travaux agricoles -, horizon plus perméable en dessous). De plus, les abords immédiats des talus ne sont en général pas travaillés, et ce découpage du profil pédologique ne tient alors plus.

⇒ On raisonne sur ces limites pédologiques pour fixer les idées, le raisonnement resterait le même avec un autre découpage du profil de sol.

$$a_{\alpha,\beta,\gamma} \times \frac{l_{dir_a}}{l_{dir_a} + l_{int_a}}, \quad \text{provenant de la maille a}$$

Infiltration depuis le segment de talus séparant les mailles c et d si pente du brin < seuil

Entrées dans d :

$$c_\gamma \times \frac{l_{int_c}}{l_{dir_c} + l_{int_c}} + c_\beta \times \frac{l_{int_c}}{l_{dir_c} + l_{int_c}} \quad \text{dans } d_\gamma$$

$$b_{\alpha,\beta,\gamma}$$

Infiltration depuis le segment de talus séparant les mailles c et d dans la couche γ

NB : x_δ désigne le flux sortant de la maille x dans la couche δ au pas de temps considéré.

Pas de temps t :

Calcul par Topog de l'équation de Richards sur a, b, c, d, e, f \Rightarrow composantes α, β, γ

Interception de $a_{\alpha,\beta} \times \frac{l_{int_a}}{l_{dir_a} + l_{int_a}}$, $c_{\alpha,\beta} \times \frac{l_{int_c}}{l_{dir_c} + l_{int_c}}$ et $e_{\alpha,\beta} \times \frac{l_{int_e}}{l_{dir_e} + l_{int_e}}$ par les morceaux de talus correspondants.

Passage de $a_{\alpha,\beta,\gamma} \times \frac{l_{dir_a}}{l_{dir_a} + l_{int_a}}$ vers $c_{\alpha,\beta,\gamma}$ et de $a_\gamma \times \frac{l_{int_a}}{l_{dir_a} + l_{int_a}}$ vers b_γ , etc...

Transfert des lames d'eau résiduelles et des parts α interceptées le long des talus.

Infiltration d'une partie des lames d'eau résiduelles vers les couches γ

Toutes les configurations de traversées de mailles (brin qui coupe les arêtes haute, basse ou latérale des mailles, incliné d'un angle positif ou négatif par rapport à la ligne de plus grande pente) se ramènent au même cas de base, avec des longueurs l_{int_g} , l_{dir_g} , l_{int_d} , l_{dir_d} , l_{inf_g} , l_{inf_d} éventuellement nulles (Cf. chapitre 3).

Cette répartition de flux au prorata des projections des largeurs amont de maille interceptée par le brin ou pas nous semble cohérente avec la schématisation adoptée au paragraphe précédent de l'influence des éléments du réseau anthropique sur les écoulements. En effet, ceux-ci prennent essentiellement en compte l'influence de ces structures sur les écoulements venant de l'amont, et non ceux qui se forment sur la maille elle-même. Dans ce cas, il aurait fallu raisonner au prorata des surfaces de la maille traversée par le brin interceptées par cet élément ou pas.

I.2. Démarche utilisée pour un fossé ou une route

Compte tenu des choix effectués pour représenter l'influence de ces structures, la procédure reste semblable à celle utilisée pour les talus. Seuls varient en fait les coefficients de transfert le long du fossé, de réinfiltration, d'interception des écoulements (qui doivent rendre en partie compte de l'effet de drainage), et les valeurs seuil (de pente et d'inclinaison par rapport à la ligne de plus grande pente) utilisées.

I.3. Cas des intersections

On avait d'abord songé traiter le cas des intersections en calculant dans un premier temps les l_{**} dans la maille où a lieu l'intersection en ne considérant qu'un brin, puis le deuxième.

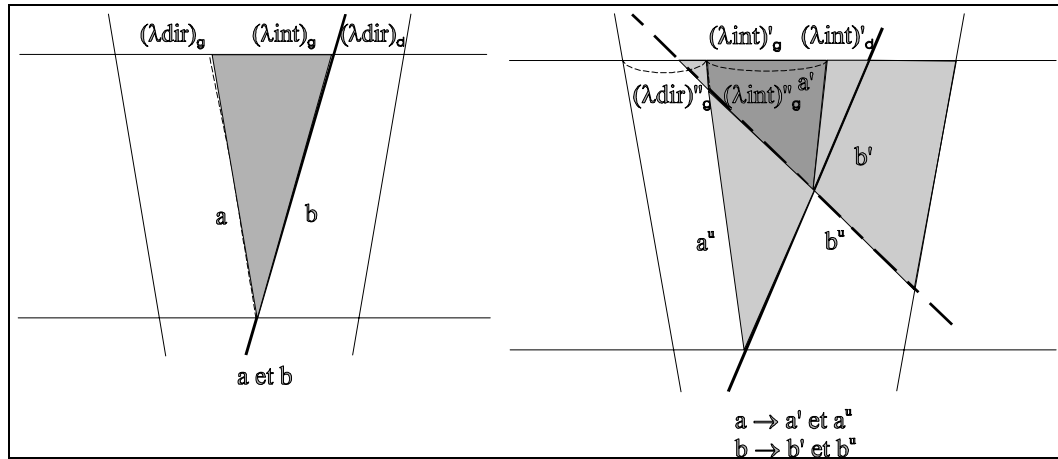


Figure 16 : Intersection à 4 brins

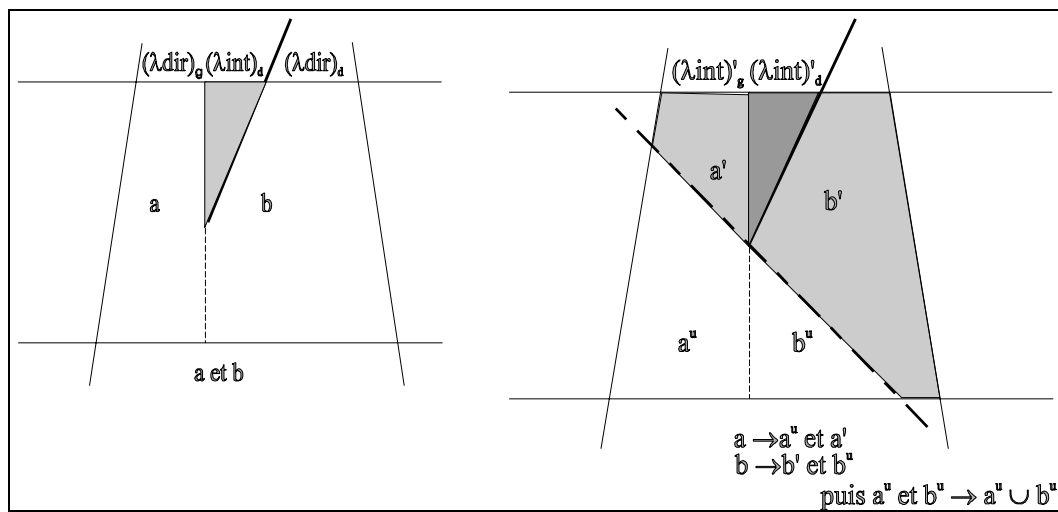


Figure 17 : Intersection à 3 brins

Ces calculs s'avéraient toutefois complexes, et le nombre de configurations possibles fort élevé.

⇒ On a donc décidé de se ramener au cas « standard » d'une maille traversée par un élément du réseau anthropique en découpant les mailles où ont lieu les intersections en 4, en s'appuyant sur la ligne de niveau et la ligne de plus grande pente passant par l'intersection. Cette solution limite quelque peu les types d'intersection possibles, mais simplifie considérablement la procédure.

Ceci résout le problème du traitement « géométrique », mais pas celui de la répartition des écoulements quand deux brins partent de l'intersection. Ce point est également traité au chapitre 3.

1.4. Représentation du drainage agricole

Dans le cas où le bassin que l'on modélise est soumis au drainage agricole, il faut pouvoir représenter l'influence de celui-ci, qui modifie profondément la réponse hydrologique du bassin. Il ne saurait être question de coupler Topog avec un modèle de drainage complexe sans aboutir à un programme exagérément lourd. De surcroît, on ne dispose pas de données assez précises quant au drainage sur le bassin sur lequel on travaille (ni les caractéristiques du drainage, ni même la répartition exacte des parcelles drainées) pour justifier une représentation complexe du réseau de drainage.

On décide donc de représenter, dans cette première phase de modélisation, celui-ci par l'intermédiaire d'une fine couche de sol, située sous la couche de labour, aux caractéristiques hydrodynamiques analogues à cette dernière, afin d'être transparente pour les écoulements

verticaux. Seule diffère la conductivité latérale de cet horizon factice, que l'on choisit très élevée. Lorsque, la saturation arrive à ce niveau, cette couche « drainante » donne naissance à un flux significatif, transféré au fossé servant de collecteur de drainage à cette maille.

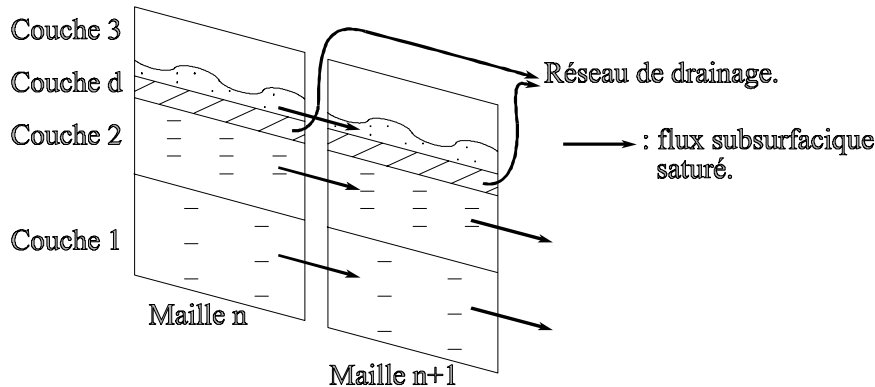


Figure 18 : Schématisation de l'influence du drainage.

Après avoir testé cette solution sur le bassin d'application, il est apparu que les mailles peu pentues situées essentiellement sur les plateaux de haut de bassin restaient saturées, malgré cette modification. Le gradient hydraulique considéré est en effet, comme pour l'ensemble du modèle Topog, le gradient topographique, ce qui ne reflète pas la réalité puisque le rôle du système de drains est justement d'assurer un gradient hydraulique élevé, en général proche de 10 %.

⇒ C'est cette valeur que l'on a prise dans la suite, en imposant un gradient hydraulique indépendant de la maille dans la couche drainante, pour les mailles qu'on considère soumises au drainage (pour les autres, cette couche virtuelle n'existe pas).

Cette couche drainante est placée sous l'horizon de labour plutôt qu'à la profondeur réelle des drains, d'une part pour simplifier la programmation, d'autre part parce qu'en période de drainage intense, l'eau n'a pas à atteindre la profondeur des drains pour les activer : en effet, à l'interdrain, la nappe affleure presque, et la réponse du système de drains est très rapide (Zimmer, 1998). Cette solution n'est toutefois pas pleinement satisfaisante, puisqu'en réalité le système de drains reste actif tant que la nappe n'est pas descendue sous le niveau d'implantation des drains, alors qu'avec la représentation choisie, son influence disparaîtra dès que la nappe passera sous l'horizon labouré (soit 25-30 cm contre 80-100 en réalité).

⇒ Cette solution mériterait d'être validée et éventuellement adaptée sur un bassin disposant d'assez de données relatives au drainage pour ce faire.

Transferts dans le réseau anthropique

Il reste à déterminer les temps caractéristiques de transfert dans les éléments du réseau anthropique et hydrographique, afin de juger du mode de représentation à adopter pour ce transfert, et de la compatibilité des pas de temps de calcul à utiliser pour représenter les flux d'eau sur la surface du bassin (usuellement une heure dans Topog) et dans les réseaux anthropique et hydrographique :

- Ainsi, si les temps de transfert de l'eau depuis un brin du réseau anthropique jusqu'au réseau hydrographique sont du même ordre de grandeur que la durée nécessaire pour que l'eau qui y est contenue se réinfiltré, il faudra soigner la représentation qu'on fera de cette réinfiltration.
- De même, si ces transferts sont lents, il est sans doute nécessaire de prendre en compte la représentation de la ligne d'eau dans le réseau (anthropique + hydrographique). De plus, il sera sans doute nécessaire alors de complexifier la schématisation que l'on fait de l'influence des éléments du réseau anthropique sur les écoulements, en tenant compte notamment de la charge hydraulique dans l'élément de linéaire.

Ainsi, si l'on se livre à un petit calcul de stock pour le sous bassin de Kervidy :

On compte 11 km de fossés, 10 km de talus, 14 km de route et 5 km de ruisseau, soit environ 40 km de linéaire. Si l'on considère alors une section en travers de 50*50 cm, et que l'on suppose l'ensemble des brins remplis d'eau, on aboutit à un volume de $40^3 \cdot 0.5 \cdot 0.5 = 10^4 \text{ m}^3$.

Si l'on considère maintenant seulement les 11 km de fossés, et les 5 km de réseau hydrographique, avec seulement 10 cm d'eau (pour tenir compte entre autres de l'effet de pente, et du fait que les fossés commencent à couler avant que d'être pleins), le volume à considérer est de $(11+5) \cdot 10^3 \cdot 0.5 \cdot 0.1 = 800 \text{ m}^3$

Une pluie de 5 mm/h sur 5 km² représente quant à elle un volume de $2.5 \cdot 10^4 \text{ m}^3/\text{h}$. Le débit usuel en crue sur le bassin est d'environ 500 à 1000 l/s soit 1800 à 3600 m³/h.

Compte tenu de ces différents ordres de grandeur, on conçoit que le comportement du réseau anthropique, notamment au niveau du stockage (donc de la ligne d'eau) et des temps de transfert influe significativement sur la réponse hydrologique du bassin, en induisant un retard et/ou un amortissement du signal par rapport à ce qui est collecté dans le réseau anthropique.

Pour approcher quelques caractéristiques de l'écoulement le long du réseau anthropique, nous avons mis en oeuvre une modélisation hydraulique, en nous appuyant sur quelques cas types identifiés lors de l'approche statistique présentée au chapitre 1 de la partie IV, sur les éléments du réseau anthropique. Nous avons utilisé deux modèles hydrauliques développés au Cemagref : Canal9 et Mage, dont nous présentons les caractéristiques principales dans les lignes qui suivent, ainsi que les résultats obtenus au cours de leur application.

Nous nous sommes limités dans ces estimations aux fossés, pour les mêmes raisons qu'au moment de l'application de SeepW.

1. Présentation et mise en oeuvre de Canal9

CANAL 9 est un logiciel de calcul hydraulique à surface libre en régime permanent et en géométrie paramétrée, développé par le service informatique de la direction générale du Cemagref.

Il répond à la volonté de disposer d'un outil d'utilisation facile, relevant d'une approche hydraulique simplifiée pour réaliser les calculs les plus courants sur les canaux et rivières : ligne d'eau, pré-dimensionnement d'ouvrage, ...

Il permet :

- des calculs de base : hauteur normale, critique, conjuguée par un ressaut,
- des calculs d'ouvrage : déversoir, vanne,
- des calculs de ligne d'eau fluviale ou torrentielle, ...
- des calculs de force tractrice,
- la prise en compte, dans le calcul de la ligne d'eau des branches fluviales et torrentielles, des singularités (ouvrages, élargissements brusques), des passages en charge.

Par contre, il ne permet pas de représenter des réseaux hydrographiques ramifiés, seulement des tronçons « mono-brin » de tels réseaux.

CANAL 9 est un outil très pédagogique, qui permet d'illustrer les notions de base d'hydraulique à surface libre.

⇒ On envisage de s'en servir ici pour acquérir **des ordres de grandeurs et évaluer la sensibilité** des grandeurs caractéristiques des écoulements (hauteur normale, critique, charge spécifique ...) aux différentes grandeurs intervenant (débit dans le fossé, forme et pente du fossé, rugosité des parois ...). La portée de ces calculs est nécessairement limitée, puisque CANAL 9 ne considère que des écoulements permanents, qui ne seront qu'exceptionnellement atteints dans les cas qui nous intéressent. Ils peuvent néanmoins nous aider à acquérir des ordres de grandeur et une intuition du comportement de tels fossés.

Nous rappelons ici simplement les équations principales que le programme utilise. Pour de plus amples informations, on peut se référer à Pochat (1990).

Les équations de base de l'hydraulique à surface libre sont :

- *l'équation de continuité*, traduisant la conservation de la matière :

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \frac{\partial SV}{\partial x} = 0$$

S désigne la section mouillée, t le temps,
x l'abscisse dans la direction de l'écoulement,
V la vitesse moyenne dans la section d'écoulement considérée,
définie par $V = Q/S$, où Q est le débit.

- l'équation dynamique, traduisant la conservation de la quantité de mouvement :

$$\frac{\partial V}{\partial t} + V \cdot \frac{\partial V}{\partial x} + g \cdot \frac{\partial Z}{\partial x} = -gJ$$

Z est la cote de la surface libre ,
et J le frottement.

Pour un écoulement permanent, ces équations deviennent :

Q = constante, le débit est constant le long de l'écoulement et

$$\frac{dH}{dx} = -J \quad \text{où} \quad H = Z + \frac{V^2}{2g} \quad \text{est la charge hydraulique dans la section considérée.}$$

La charge spécifique H_s est quant à elle définie par $H_s = y + \frac{V^2}{2g}$ où y est le tirant d'eau dans la section.

CANAL 9 utilise la formule de Manning-Strickler pour calculer J soit : $J = \frac{V^2}{K^2 \cdot R^{4/3}}$ où K est le coefficient de Strickler, d'autant plus élevé que le lit de la rivière est moins rugueux, et R le rayon hydraulique

I.1. Mise en œuvre de Canal9

Nous avons considéré, pour mettre en œuvre Canal9 et acquérir quelques grandeurs caractéristiques « type », des fossés de forme trapézoïdale, de profondeur 50 cm, de largeur au fond 40 cm et dont le fruit des berges était de 20%⁸.

- Le coefficient de Strickler était de 5 (fossé encombré de végétation, rugosité élevée) ou de 15 (fossé nettoyé, relativement peu rugueux).
- Les pentes ont été prises égales à 1.9, 0.3 et 3.5 %, soit respectivement la moyenne des pentes observées pour les fossés sur le bassin de Kervidy, puis cette valeur plus ou moins son écart type (Cf. Partie IV, Chapitre 1).
- Les débits d'entrée utilisés ont été déterminés en prenant en compte de la même façon l'aire moyenne drainée par un fossé, puis cette aire plus ou moins son écart type, et en considérant que le fossé récoltait l'eau d'une pluie de 5 mm/h, tombée sur la surface prise en compte, et arrivant instantanément au fossé. Ces débits d'entrée sont donc manifestement surestimés : les pluies n'ont pas un tel rendement, et ne transitent probablement pas entièrement par des fossés. Approcher plus précisément ces débits d'entrée est toutefois justement le but de la phase suivante, de modélisation des écoulements à l'échelle du bassin. On se contentera donc pour l'instant de ces premières approximations.

⁸ Nous avons effectué les mêmes simulations avec des fossés de section en travers parabolique, pour juger de l'influence de la forme du fossé : ceux-ci s'avérant très proches, nous ne les donnerons pas ici.

Les résultats sont donnés ci-dessous :

α . Coefficient de Strickler = 15

		Moy - σ	Moy	Moy + σ	
Débit / Pente		0.01 m ³ /s	0.06 m ³ /s	0.13 m ³ /s	
Moy - σ	0.3 %	Y _c	4.0	12.9	21.0
		Y _n	14.3	47.6	78.0
		Y _{cn}	1.6	5.0	8.4
		V _c	0.60	1.10	1.4
		V _n	0.16	0.25	0.3
Moy	1.9 %	Y _c			
		Y _n	7.8	25.6	43.1
		Y _{cn}	2.3	7.4	12.0
		V _c			
		V _n	0.31	0.52	0.62
Moy + σ	3.5 %	Y _c			
		Y _n	6.4	21	35.2
		Y _{cn}	2.6	8.5	14.0
		V _c			
		V _n	0.40	0.65	0.78

β . Coefficient de Strickler = 5

		Moy - σ	Moy	Moy + σ
Débit/Pe nte		0.01 m ³ /s	0.06 m ³ /s	0.13 m ³ /s
0.3 %	Y _c	4.0	12.9	21.3
	Y _n	30.0	96.0	150.0
	Y _{cn}	1.0	3.5	6.0
	V _c	0.6	1.1	1.4
	V _n	0.07	0.11	0.12
1.9 %	Y _c			
	Y _n	16.0	57.0	87.0
	Y _{cn}	1.5	7.5	8.0
	V _c			
	V _n	0.14	0.2	0.26
3.5 %	Y _c			
	Y _n	13.0	47.0	72.2
	Y _{cn}	1.6	8.3	8.8
	V _c			
	V _n	0.2	0.3	0.33

Tableau 6 :Caractéristiques des écoulements. Régime permanent.

On voit que les tirants d'eau et vitesses calculées varient non seulement avec la pente du fossé considéré et le débit qu'il doit transférer, mais aussi beaucoup avec le type d'écoulement : critique (correspondant à la perte minimale d'énergie pour un débit et une pente donnés), normal (fluvial) ou normal conjugué (torrentiel). Dans ces conditions, il est difficile d'extraire de ces résultats des grandeurs caractéristiques, sans connaître les régimes d'écoulement réels.

Notons toutefois que pour le débit de 0.01 m³/s, qui nous semble a priori le plus raisonnable pour des pluies habituelles :

- les tirants d'eau varient de 1 à 30 cm, suivant la pente et le coefficient de Strickler utilisés,
- les vitesses d'écoulement de 0.07 à 0.61 m/s (soit de 0.25 à 2.2 km/h).

Ceci sous réserve que les équations de Saint Venant soient adaptées.

II. Présentation et mise en œuvre de Mage

MAGE (Giraud et al., 1997) est un logiciel de simulation monodimensionnelle d'écoulement en rivière, développé au Cemagref, dans la continuité des logiciels Talweg-Fluvia de calcul de ligne d'eau en régime permanent en réseau maillé. Son domaine d'application privilégié est la simulation des crues et des zones inondées ; il prend en compte la géométrie réelle du lit de la rivière défini par des profils en travers et utilise une modélisation géométrique en lit mineur, lit moyen, lit majeur, avec calcul de la répartition des débits.

MAGE résout les équations de Saint-Venant en formulation section-débit soit :

Equation de continuité :

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = q$$

t le temps

S la section mouillée

Z la cote de la surface libre

β le coefficient de quantité de mouvement, en général pris à 1

J les pertes de charge linéaires

J_s les pertes de charge singulières (élargissement ou rétrécissement brusque)

Equation dynamique :

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial \left(\frac{\beta Q^2}{S} \right)}{\partial x} + gS \frac{\partial Z}{\partial x} = -gS(J + J_s) + kq \frac{Q}{S}$$

q les apports ou pertes latéraux
 x l'abscisse en long
 Q le débit
 V la vitesse moyenne $V = Q/S$
 g la gravité

- Les conditions aux limites amont sont de type débit donné variable avec le temps : on fournit un hydrogramme $Q(t)$ au noeud amont de chaque bief amont du réseau. Sous la même forme, on peut introduire un débit d'apport ou de fuite en n'importe quel noeud du réseau qui ne porte pas de condition aval.
- Les conditions aval peuvent être de deux types différents :
 - soit en cote donnée variable avec le temps : on fournit alors un limnigramme $Z(t)$
 - soit indirecte : on fournit alors une loi de tarage $Q(Z)$
- La liaison entre les biefs interconnectés est faite par l'intermédiaire des équations aux noeuds. On suppose qu'il n'y a pas de perte de charge aux noeuds, ce qui conduit à admettre l'égalité des cotes dans les sections aval de tous les biefs qui arrivent au noeud et dans les sections amont de tous les biefs qui en partent. D'autre part, il y a conservation des volumes au passage des noeuds.

Le schéma de résolution est un schéma numérique de différences semi-implicite à quatre points dits « de Preissmann ».

Nous avons décidé d'utiliser MAGE pour acquérir quelques ordres de grandeur des temps de transfert et lignes d'eau caractéristiques dans quelques branches « typiques » de notre réseau anthropique. Il est clair que l'on sort ainsi du domaine de prédilection de MAGE, qui ne supporte notamment pas les passages en régime torrentiel⁹.

⇒ Dans ces conditions, nous n'utiliserons MAGE qu'à titre indicatif pour avoir des ordres de grandeur, et considérerons ses résultats avec circonspection. Nous considérons néanmoins que les ordres de grandeur fournis peuvent être utiles pour effectuer la modélisation du transfert des écoulements dans les fossés qu'exigera le couplage hydraulique Topog/réseau anthropique.

II.1. Mise en œuvre de MAGE

Nous avons tout d'abord utilisé MAGE pour estimer la répartition des flux au niveau des diffluences, nécessaire puisque le réseau anthropique est maillé.

On considère pour ce faire :

- un brin amont AB d'une longueur de 500 m et d'une pente de 0.5 à 2%
- un brin aval BC d'une longueur de 500 m et d'une pente de 0.5 à 1 %
- un brin aval BD d'une longueur de 500 m et d'une pente de 0.5 à 3 %

Le coefficient de Strickler utilisé est uniforme sur les trois brins, et vaut 5, 10 ou 15. Les sections en travers sont les mêmes que pour les simulations menées avec Canal 9, soit un trapèze de 40 cm de large au fond, et dont le fruit des berges vaut 0.2 ; toutefois, nous avons considéré ici un fossé de 2 m de profondeur, pour limiter les cas où MAGE conduit à un débordement du fossé. En effet, avec un coefficient de Strickler de 5, les simulations échouent souvent, et quand elles ne le font pas (pente moins forte, ou débit moins élevé), conduisent à des tirants d'eau élevés : typiquement supérieurs à 1 m , contre 40 à 50 cm pour des coefficients de Strickler de 10 et 15.

La condition à la limite amont est un débit constant de 0.02 à 0.06 m³/s. La condition à la limite aval est une cote imposée de 80 cm.

⇒ Ces simulations montrent qu'à coefficient de Strickler égaux, la répartition des flux entre les deux brins aval se fait au prorata de la racine carrée de leur pente.

⁹ Le logiciel Rubar, également développé au Cemagref, et qui résout l'équation de Saint-Venant par un schéma explicite aurait sans doute été plus adapté, si on ne tient compte que de ce point. Toutefois, il est très consommateur en temps de calcul, et surtout, les écoulements dans de petits fossés comme ceux qui nous intéressent ne sont sans doute que très imparfaitement représentés par les équations de Saint-Venant (écoulement turbulent au fond du fossé, puis laminaire avec couche limite au dessus).

Nous n'avons effectué que peu de simulations avec des coefficients de Strickler différents entre les brins : cela influe évidemment sur la répartition des débits et la vitesse de l'hydrogramme dans les différents brins. Toutefois, en l'absence de suffisamment de connaissances sur les coefficients de Strickler et la nature des écoulements réels le long des différents types de brins constituant le réseau anthropique (fossé, talus, route), nous n'avons pas jugé utile de multiplier les cas à étudier. De même, les résultats seraient également différents si les conditions à la limite à l'aval des deux brins BC et BD étaient différentes, et les brins plus courts (ce qui serait plus proche de la réalité).

L'étape suivante a consisté à simuler le passage d'un hydrogramme de crue dans un fragment du réseau anthropique.

Dans un premier temps, on avait songé représenter un ensemble extrait du réseau anthropique et hydrographique du bassin du Naizin, afin d'approcher au mieux la réalité du terrain. Toutefois, ceci s'est avéré complexe, et relativement dénué de sens :

- l'interprétation des résultats, bief par bief était fort complexe,
- MAGE s'interrompait souvent, les diffuences - nombreuses - conduisant à des discontinuités telles que la convergence n'était pas atteinte,
- la façon de représenter ces diffuences n'apparaissait guère satisfaisante : la représentation exhaustive du sous-ensemble considéré impliquait de fixer une condition aval pour chaque extrémité aval de bief libre. Celles-ci n'étant pas connues (ni sous la forme $H(t)$ ni sous la forme $Q(z)$), et pour limiter les échecs de MAGE et simplifier l'interprétation des résultats, nous avons préféré ne représenter qu'une des branches du sous-ensemble considéré, en prélevant à chaque diffuence une partie du débit y transitant, au prorata des racines des pentes, comme on l'a vu plus haut. Cette approche s'est avérée relativement complexe : il fallait introduire un hydrogramme « puits » à chaque noeud de diffuence, en tenant compte du temps de transfert de l'hydrogramme jusqu'à ce noeud, valeur que l'on cherchait justement à calculer.

⇒ Nous avons donc préféré privilégier la simplicité du fragment de réseau étudié, et de l'interprétation des résultats.

On utilise un réseau constitué de :

- un brin amont AB de 500 m à 1% de pente
- un brin aval BC de 500 m à 0.5 % de pente et un brin aval BD de 500 m à 2% de pente.

Le coefficient de Strickler varie de 5 à 15. On injecte un hydrogramme de $0.02 \text{ m}^3/\text{s}$ qui passe à $0.06 \text{ m}^3/\text{s}$ en 1h et redescend en 1h. Les retards (exprimés en minutes) entre la modification de l'hydrogramme au noeud amont et son arrivée au noeud B, C et D respectivement sont portés dans le tableau ci-dessous.

	Bief	K = 15	K = 10	K = 5	Débit en m^3/s
Montée de l'hydrogramme	AB (1%)	15	26	29	0.02
	BC (2%)	16	25	40	0.013
	BD (0.5%)	26	30	60	0.07
Pic	AB	15	24	45	0.06
	BC	13	19	41	0.04
	BD	20	32	59	0.02
Descente de l'hydrogramme	AB	23	38	70	0.02
	BC	27	13	40	0.04
	BD	30	43	79	0.02

Tableau 7 : Temps caractéristiques, en minutes

En résumé, on obtient donc une arrivée du pic de l'hydrogramme :

2h00	après son entrée pour le bief à	0.5 % et	K = 5
1h30		2.0 % et	K = 5
0h40		0.5 % et	K = 15
0h30		2.0 % et	K = 15

Comme on l'a déjà souligné, les simulations effectuées avec un coefficient de Strickler de 5 se situent à la limite des capacités numériques de MAGE (sans même préjuger de la validité des simulations), et conduisent à des tirants d'eau peu crédibles.

⇒ Nous nous baserons donc surtout sur les résultats obtenus avec un coefficient de Strickler de 15, en gardant à l'esprit que ce choix est essentiellement motivé par des difficultés numériques, et non par des mesures de terrain.

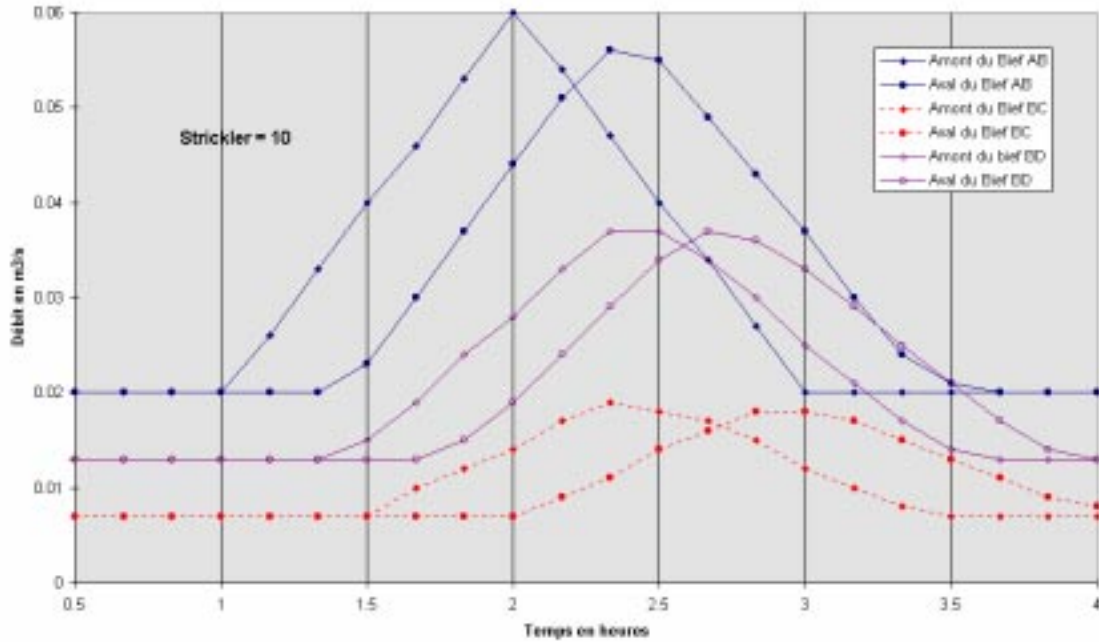


Figure 19 : Hydrogramme en différents noeuds avec un coefficient de Strickler de 10.

II.2. Conclusions sur la mise en œuvre de MAGE

- A coefficients de Strickler égaux dans tous les biefs, la répartition des flux à la défluence se fait au prorata des racines carrées des pentes.
- Les temps de transfert de l'hydrogramme croissent évidemment quand le Strickler et la pente décroissent. On passe d'environ 30 minutes pour un coefficient de Strickler $K = 15$ et une pente de 2%, à 2h pour une pente de 0.5% et $K = 5$, pour un réseau de 1 km. Ces simulations valent pour un débit variant de 0.02 à 0.06 m^3/s ; il faudrait juger si ces temps de transfert varient avec les débits simulés.

Nous n'avons guère multiplié les simulations, en changeant les jeux de paramètres (coefficient de Strickler, pente et longueur des biefs, débit entrant), car les tentatives faites en ce sens, afin de mener une étude de sensibilité, sortaient souvent du domaine de stabilité numérique de MAGE.

⇒ Ceci ne remet nullement en cause la robustesse de ce logiciel, mais montre que les simulations effectuées se situent sans doute dans un domaine où non seulement les équations de Saint Venant, mais aussi les équations habituellement utilisées en mécanique des fluides, ne s'appliquent plus : écoulement turbulent dans la zone où se déploie la végétation, plus « standard » au dessus, tirant d'eau comparable à la micro topographie ... (Faure, communication personnelle).

III. Décisions prises pour la représentation du transfert dans le réseau anthropique

Malgré les limites mises en évidence quant à la validité des simulations présentées plus haut, nous nous appuyerons sur ces résultats pour décider de la représentation du transfert dans le réseau anthropique. En effet, compte tenu du manque d'observations appropriées, ces résultats représentent les seuls ordres de grandeur dont nous disposons, et dont nous espérons qu'ils conduisent à une première représentation pertinente des transferts dans le réseau anthropique.

- Les simulations de ligne d'eau obtenues par Canal9 illustrent la diversité des tirants d'eau et vitesses d'écoulement possibles pour un même débit dans un brin, suivant le régime d'écoulement. En l'absence d'observation permettant de déterminer le régime d'écoulement, il semblerait donc peu justifié de prétendre représenter une ligne d'eau.
- Les temps de transfert obtenus via MAGE sont relativement faibles pour les biefs simulés (et représentatifs du terrain étudié), de l'ordre de la demi-heure ou de l'heure par kilomètre.
- De surcroît, les simulations effectuées via SeepW montrent que les taux de réinfiltration depuis les fossés sont faibles par rapport au débits y transitant.

⇒ Ces considérations incitent à adopter dans un premier temps une représentation simpliste du transfert dans le réseau anthropique. Pour l'instant, nous négligerons donc le temps de transfert, en considérant que l'eau collectée par les brins du réseau anthropique arrive au réseau hydrographique en au plus un pas de temps de Topog (une heure usuellement).

Cette solution, si elle a l'avantage de la simplicité, présente quelques inconvénients :

- d'une part, elle impliquera de ne juger de l'adéquation d'Anthropog aux débits observés qu'en termes de volumes, et pas en termes d'hydrogramme stricto sensu. En effet, les transferts dans le réseau anthropique, même s'ils sont rapides, ne sont pas instantanés, et entraînent donc un retard de l'hydrogramme,
- d'autre part, on observe souvent des fossés ou bordures de talus où l'eau stagne dans des flaques ménagées par la micro topographie du terrain du sol, induisant un stockage qui peut être conséquent, jusqu'à ce qu'elle se réinfiltré. Pour représenter ce phénomène, il faudra donc « intercepter » une partie de l'eau qui sinon atteindrait quasi instantanément le réseau hydrographique. On verra la solution adoptée au chapitre suivant.

Notamment, les fossés et talus désaffectés du point de vue de leur rôle hydraulique possèdent quand même sans doute une capacité de stockage non négligeable.

Des campagnes de terrain, et particulièrement de traçage, seraient nécessaires pour estimer des temps de transfert et déterminer des lignes d'eau et des temps de réinfiltration suivant les caractéristiques de l'élément de linéaire considéré. Nous formulons toutefois l'hypothèse que la représentation simpliste adoptée permettra une première approximation de l'influence du réseau anthropique sur le comportement d'un bassin versant, via une modélisation, même frustrée, de l'ensemble des phénomènes en jeu.

Hypothèses faites, questions générales en suspens

On regroupe ici les principales hypothèses et simplifications qu'ont impliquées les choix faits pour le couplage géométrique et topologique du réseau anthropique et du maillage Topog. Certaines de ces simplifications sont grossières, et certaines hypothèses manifestement excessives, mais il nous a semblé que rien ne servait de complexifier outre mesure la représentation des processus et d'augmenter le nombre de configurations envisagées, compte tenu des incertitudes sur les ordres de grandeur mêmes des processus intervenant, et de notre incapacité actuelle à effectuer une typologie pertinente des situations habituellement rencontrées.

⇒ On espère que cette première approche de la prise en compte de l'influence du réseau anthropique sur les écoulements permettra d'établir les premiers éléments d'une telle typologie, et d'identifier les points sur lesquels insister au niveau de l'acquisition des ordres de grandeur et des connaissances à approfondir, afin de passer ensuite à une représentation plus fine du réseau anthropique et de son influence sur les écoulements.

On note par H les hypothèses formulées, et par Q les questions qui restent en suspens.

Représentation de l'influence d'un élément du réseau anthropique

H - Topog considère que le profil d'humidité est homogène dans chaque maille de discrétisation. Ceci n'est évidemment pas le cas quand une maille est perturbée par un rabattement de nappe, ou des réinfiltrations en son milieu et revient à considérer que l'effet d'interception des écoulements amont prime \Rightarrow On suppose que ceci n'introduira pas de grandes distorsions.

Q - Si l'on ne peut faire l'économie d'une prise en compte du rabattement de la nappe induit par un fossé, peut-on utiliser un facteur de forme de nappe ? Cela permettrait de limiter l'erreur due au fait que Topog considère un profil d'humidité homogène sur la nappe. Comment gérer dans ce cas le rabattement sur la maille située à l'aval du fossé ? On ne peut le faire sans introduire une rétroaction amont-aval, et perturber le schéma de résolution de Topog, qui progresse de l'amont vers l'aval, sauf si les flux en jeu sont assez faibles pour qu'on puisse attendre le pas de temps suivant pour les prendre en compte dans les entrées ou sorties de la maille considérée.

Q - Quel est l'ordre de grandeur des réinfiltrations vers les horizons profonds, pour les talus et pour les fossés ? Faut-il, pour ce processus, tenir compte du degré de saturation de la maille traversée (qui sera d'ailleurs différent des deux côtés du brin) ?

Q - Peut-on considérer que les réinfiltrations se font de façon symétrique par rapport à un talus ou à un fossé quand son inclinaison par rapport à la ligne de plus grande pente est plus faible qu'un seuil, celui-ci décroissant quand la pente de la maille Topog augmente ?

H - On néglige les précipitations sur le réseau de fossé.

Une pluie de 10 mm/h sur 10 km de fossé et 60 cm de large représente 60 m³/h soit 20 l/s. Cette valeur reste négligeable par rapport aux débits en crue sur le bassin étudié.

Typologie du réseau anthropique

Q - Les talus ont souvent des passages ponctuels, difficiles à repérer, même par une visite sur le terrain. On ne peut affirmer ni qu'ils sont là de façon systématique, ni qu'ils sont absents. Ceci a une grande importance à l'échelle ponctuelle, mais qu'en est-il à l'échelle du versant ?

Q - Il est courant que les talus soient bordés de fossés. Faut-il considérer qu'ils le sont de façon systématique ? Quel type de représentation utiliser alors ? Interception de α et β , transfert de ces deux couches puis réinfiltration en profondeur ?

H - On suppose que les brins du réseau linéaire sont suffisamment rectilignes pour qu'on puisse les assimiler à des segments entre leurs points d'intersection avec les arêtes des polygones Topog.

Modification du maillage Topog

H - On suppose que l'on n'introduit pas une grave erreur en calculant le ruissellement sur les mailles perturbées sur une longueur moyenne de maille.

HQ - La répartition des flux entre les mailles issues d'une scission doit bien se faire en fonction du rapport des longueurs projetées sur les lignes de niveau, parallèlement aux lignes de plus grande pente, et non pas en fonction du rapport des aires de ces mailles. Ce sont en effet les aires amont drainées qui interviennent, et pas seulement les aires de la maille. Cela entraîne-t-il une distorsion si le réseau est trop dense ?

Q - Introduit-on un biais en raisonnant sur des mailles scindées ? En effet, la longueur moyenne de ces mailles scindées change, par rapport à celles qui ne sont pas traversées par un élément \Rightarrow Cela ne devrait pas poser de problème, puisque Topog raisonne en volume et suppose les mailles en quasi-équilibre tout le temps. Ce point serait à vérifier en comparant une simulation effectuée avec le maillage Topog « normal » et une simulation qui utilise le maillage modifié par la prise en compte du réseau anthropique, mais ne représente l'influence des fossés, talus ... qu'au niveau de la géométrie des mailles et de topologie du réseau maillé, pas au niveau de l'hydrologie (Cf. Partie IV).

NB : Les transferts via les fossés ou les talus remettent en cause la non influence des bandes de courant entre elles.

Transfert dans le réseau anthropique + hydrographique

Q - Cela a-t-il un sens de représenter un transfert le long des talus non bordés de fossés, contre lesquels la rugosité doit être très forte ?

Q - Quels sont les ordres de grandeur des Strickler le long des talus, dans les fossés ?

Conclusion

La recherche d'ordres de grandeur relatifs à l'influence d'un fossé sur les écoulements est passée par la mise en œuvre d'un logiciel : SeepW, simulant les écoulements saturés et non saturés sur un morceau de versant peu étendu, qui devait nous permettre d'appréhender la dynamique de l'eau à l'échelle du fossé. L'application de ce logiciel a conduit à des ordres de grandeur, sur lesquels nous avons basé la représentation que nous ferons du comportement des fossés vis à vis des écoulements.

Notons toutefois que ces ordres de grandeur sont sujets au choix des conductivités hydrauliques utilisées pour représenter les caractéristiques hydrodynamiques des sols :

- avec les conductivités à saturation issues des mesures effectuées sur le bassin d'application, les simulations conduisaient à des flux significatifs mais qui, même en tenant compte de la longueur de linéaire anthropique présente sur le bassin de Kervidy, n'étaient pas susceptibles de dominer la réponse du bassin.
- avec des conductivités plus élevées d'un ordre de grandeur, la méthodologie n'est en général plus applicable, notamment à cause de l'influence accrue des conditions aux limites, dont on ne connaît pas l'évolution. Pour les cas où les simulations restaient fiables néanmoins, les flux étaient nettement augmentés par rapport à ceux obtenus avec des conductivités « normales ».

⇒ Il faudrait, pour dépasser le problème posé par la méconnaissance des conditions aux limites, pouvoir simuler le comportement de l'ensemble du versant, ce qu'exclut pour l'instant les capacités de calcul offertes par SeepW.

Ces simulations nous ont permis de montrer qu'un régime permanent est en général atteint en une à deux heures, et que l'influence d'un fossé se propage assez loin dans l'espace, à la fois à l'amont et à l'aval du fossé (ceci est moins marqué toutefois pour des conductivités accrues), ce qui montre dès à présent que Topog sera imparfait pour représenter l'effet de drainage créé par un fossé, puisqu'il ne peut représenter pour un élément que son influence sur les flux provenant de l'amont.

De la même façon les estimations de temps de transfert dans le réseau que nous avons effectuées, via le logiciel MAGE, sont sujettes à caution, puisque ce modèle utilise l'équation de Saint Venant, adaptée à un écoulement fluvial : ici l'écoulement peut être torrentiel, et le tirant d'eau est souvent comparable, ou même moins élevé, que la hauteur de la végétation présente dans le fossé. Nous nous sommes pourtant contentés de ces estimations, dans la mesure où il n'existe pas, à notre connaissance, de modèle adapté à notre cas de figure, et que nous ne disposons pas de données expérimentales relatives au temps de transfert dans le réseau.

Compte tenu de ces lacunes quant aux ordres de grandeur qui nous intéressaient, nous avons privilégié le type de solution qui nous semble être pour l'instant celui qui laisse le plus de souplesse pour tester des hypothèses au niveau :

- du transfert dans le réseau,
- des interceptions sur les différentes couches,
- de la représentation du drainage,
- des différents seuils de pente, d'humidité ... où il y a réinfiltration.

⇒ Pour résumer, l'effet d'un élément du réseau anthropique sur les écoulements est considéré se limiter à l'interception des écoulements provenant des mailles amont, le volume d'eau ainsi récolté est soit transféré vers l'aval du réseau, soit réinfiltré plus ou moins en profondeur. Les écoulements sont répartis par tranche de sol (surface, couche labourée, horizons plus profonds, couche factice représentant le drainage agricole) ; les coefficients déterminant les fractions interceptées, réinfiltrées, transférées vers l'aval, par tranche d'écoulement, peuvent varier suivant les caractéristiques du linéaire anthropique considéré et des mailles avoisinantes.

Un point par contre est figé dès maintenant : l'influence de l'élément linéaire est répercutée sur toute la maille Topog. Nous pourrions éventuellement, en utilisant un facteur de forme, répartir l'effet de drainage des fossés sur la maille, mais cela compliquerait notablement la représentation choisie.

Les choix que nous avons présentés ici sont très réducteurs par rapport à la diversité des structures possibles, et à la variabilité du terrain sur lequel elles reposent. Toutefois, compte tenu du peu de connaissances quantitatives que nous avons sur les phénomènes en jeu, une représentation plus sophistiquée ne nous a pas paru pertinente, avant que de mieux cerner ces ordres de grandeur.

⇒ Nous formulons à ce stade l'hypothèse que la mise en œuvre de ces représentations du fonctionnement des éléments du réseau anthropique, même simplistes, permettra une première approche de leur influence à l'échelle du bassin versant. Cela permettra de guider des expériences ultérieures, et d'affiner les schémas de modélisation à mettre en œuvre, en cernant mieux notamment les conditions aux limites à utiliser.

Ensuite seulement nous semble-t-il une modélisation plus fine, ou une expérimentation de terrain seront pleinement profitables pour mieux approcher les grandeurs et processus dominants d'intérêt.

Le chapitre suivant présente le couplage de la représentation du réseau anthropique développée ici et du modèle Topog, pour aboutir à un modèle hydrologique prenant en compte l'influence des linéaires anthropiques sur les écoulements, et permettant de tester des hypothèses sur les processus dominants sur un bassin contenant de telles structures.

Chapitre 3 : COUPLAGE GEOMETRIQUE, TOPOLOGIQUE ET HYDROLOGIQUE DE TOPOG AVEC LE RESEAU ANTHROPIQUE : PROGRAMMATION

Introduction

Le chapitre précédent a présenté les choix effectués pour représenter l'influence du réseau anthropique de fossés, talus, routes et drains agricoles sur les écoulements. Pour chaque type d'éléments, la représentation choisie essaie de concilier au mieux l'idée que l'on se fait du « fonctionnement » hydrologique de l'élément, tout en faisant en sorte qu'elle soit compatible avec le schéma de représentation des écoulements « naturels » de Topog.

La programmation effective exposée dans les paragraphes qui suivent présente quelques simplifications par rapport aux solutions préconisées dans le chapitre précédent : en l'absence de connaissances quantitatives suffisantes, et de données expérimentales auxquelles confronter les résultats de simulation, nous avons privilégié la simplicité de la programmation, en évitant les cas particuliers dont nous n'aurions pas pu vérifier la pertinence, faute de données.

⇒ Le travail présenté ici est donc plutôt un canevas susceptible d'être complexifié dans la suite, pour permettre la diversité des représentations suggérée au chapitre précédent. En effet, les solutions programmées ne demanderaient qu'un effort minime pour correspondre à celles présentées plus haut, compte tenu des choix de programmation effectués : nous avons par exemple jugé plus sage pour l'instant de choisir le même type de représentation pour tous les types d'éléments du réseau anthropique : fossés, talus et bords de route (exception faite du drainage agricole), plutôt que de multiplier les cas particuliers d'une façon qui ne serait pas cohérente avec les données dont on dispose pour valider le modèle obtenu.

⇒ Il est clair qu'un tel modèle est simpliste dans la représentation qu'il adopte des phénomènes qu'il prend en compte. Nous avons toutefois fait l'hypothèse qu'il permet une première approche de l'influence du réseau anthropique sur les écoulements, et qu'il permet de mettre en évidence les domaines sur lesquels faire porter l'effort d'expérimentation et d'acquisition de données.

Tout au long de la présentation des choix de programmation effectués, nous noterons les modifications qui seraient nécessaires pour se conformer aux représentations choisies au chapitre précédent. Le plus souvent, il s'agit simplement de changer des coefficients en changeant de caractéristiques de brins, ce que nous n'avons pas fait en l'absence de données permettant de justifier les grandeurs choisies.

I. Structure du programme

Le couplage du réseau anthropique et du maillage Topog original est effectué en trois parties : le couplage géométrique, le couplage topologique, et le couplage hydrologique à proprement parler.

Couplage_Geom

Ce module, écrit en Fortran 90, effectue le couplage géométrique du réseau anthropique et du maillage Topog original. Il prépare en fait toutes les données nécessaires au couplage topologique de ces entités, c'est à dire la détermination des connexions entre les différents éléments hydrologiques sur le bassin.

Couplage_Topol

Ce module, également écrit en Fortran 90, ordonne le réseau anthropique et le réseau hydrographique en un graphe. Il détermine ensuite les connexions hydrologiques entre les différentes classes d'éléments constituant le bassin du point de vue hydrologique : connexions maille/maille, maille/brin (du réseau anthropique ou hydrographique), brin/brin.

Ce module prépare également les fichiers qui seront utilisés par la version modifiée de Topog, incluant l'influence du réseau anthropique : Anthropog.

Anthropog

Il s'agit en fait d'une modification de Topog (écrite en Fortran 77 donc, comme le programme initial), permettant de représenter l'influence du réseau anthropique sur les écoulements, en se basant sur les connexions entre éléments calculées aux modules précédents.

Nous y avons également inclus la représentation du réseau hydrographique, dont on a vu dans la présentation de la version initiale de Topog qu'elle était très succincte...

Aire_contrib

Ce programme (en Fortran 90) n'effectue pas de traitement à proprement parler. Il calcule les aires amont drainées par les brins et les noeuds du réseau anthropique, ainsi que par les mailles, en tenant compte de l'influence du réseau. Il « raisonne » en fait seulement sur l'écoulement de surface. Il permet donc d'estimer des ordres de grandeur avant de passer à la mise en oeuvre d'Anthropog. Ce module permet de plus de vérifier la cohérence du schéma d'écoulement obtenu, en vérifiant que le flux sortant de chaque maille s'évacue une fois, et une seule, vers d'autres éléments (mailles ou éléments du réseau anthropique ou hydrographique), et que chaque élément de ce réseau a bien une connexion vers l'aval.

La lecture de la « notice » des modules de traitement géométrique et topologique n'est pas nécessaire à la compréhension de la suite du mémoire. Elle nous semble toutefois bien illustrer les choix auxquels nous avons été confrontés. Le lecteur peut donc passer d'emblée à la lecture de la notice du modèle hydrologique à proprement parler.

Notice de Couplage_Geom

Ce module gère tout l'aspect géométrique du couplage, en déterminant les points d'intersection des éléments du réseau anthropique avec le maillage Topog original, afin de permettre la détermination par Couplage_Topol des connexions entre ces différentes entités, et de permettre ainsi la gestion des flux en sortant lors de la mise en oeuvre du programme hydrologique à proprement parler.

I. Lecture et structuration des données. Traitements préliminaires

1 - Pour chaque élément du maillage Topog initial, le programme effectue la lecture :

- du polygone constituant son périmètre,
- de ses caractéristiques : longueur, surface, pente, type (pic, selle, confluence).

On a légèrement modifié la version initiale du module d'analyse de terrain afin de garder en mémoire les arêtes qui constituent les polygones délimitant les éléments du maillage Topog. Chaque maille est donc délimitée par deux lignes de niveau et deux lignes de plus grande pente. Pour les mailles pic ou confluence, une ligne de niveau se réduit à un point :

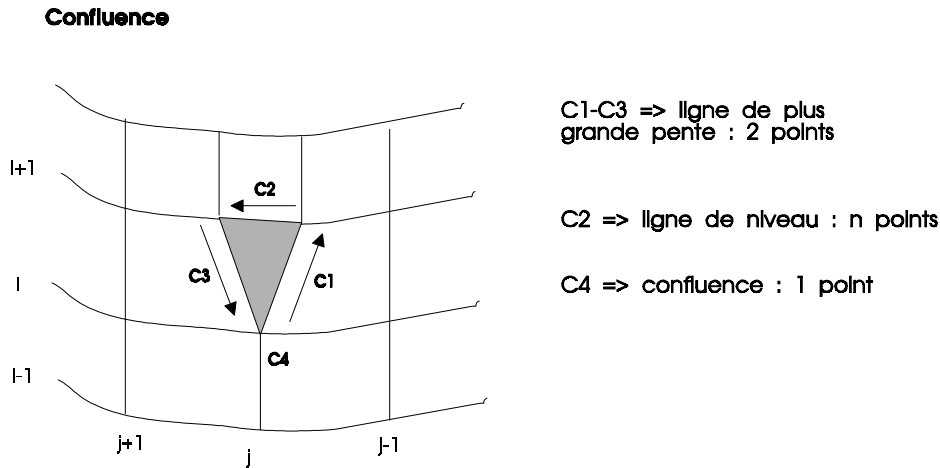


Figure 1 : Schéma d'une maille confluence

Pour les mailles selle, une trajectoire, décrite pour une maille « normale » par seulement deux points, est décrite par trois points.

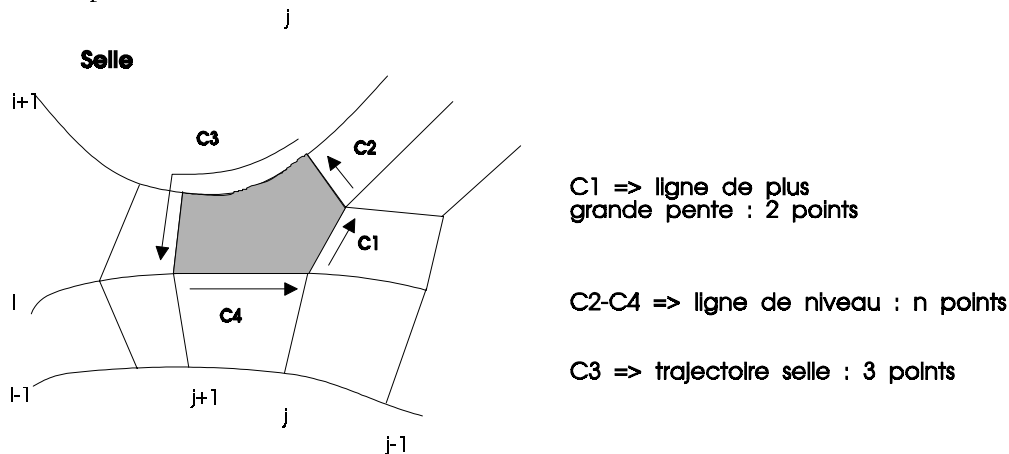


Figure 2 : Schéma d'une maille selle

De surcroît, pour faciliter les traitements ultérieurs, on note pour chaque maille bordant le réseau hydrographique si elle se situe sur sa rive gauche ou droite.

Les points (en trois dimensions) constituant les périmètres des mailles sont tous rangés dans un même tableau, les début et fin de chaque périmètre et arête y étant repérés par leur indice. Cela évite de surdimensionner autant de tableaux qu'il y a de mailles : il faudrait sinon en effet décrire chaque périmètre de maille dans un tableau de la taille du périmètre de maille comportant le maximum de points.

2 - On recherche l'ensemble des coins des mailles, afin d'accélérer ensuite la localisation des points dans le maillage Topog. Ces coins sont caractérisés par leur indice dans le tableau de points, et les mailles sur lesquelles ils se trouvent. Pour localiser ensuite un point sur le maillage Topog, plutôt que

de tester son appartenance à chaque maille, on identifie le coin dont il est le plus proche, ce qui permet de limiter les tests d'appartenance à effectuer.

3 - Pour chaque brin du réseau anthropique, lecture :

- de son nom
- de son type (talus, fossé, route)
- des points qui le constituent

On appelle **brin** toute « entité de saisie » du réseau anthropique. Cette individualisation des brins est parfois subjective.

Comme pour les périmètres des mailles Topog, les points constituant le réseau anthropique sont rangés dans un seul tableau points (en deux dimensions puisque tant que le couplage n'est pas effectué, on ne connaît que leurs coordonnées (x,y)).

4 - On repère ensuite toutes les intersections entre brins. Ceci suppose de saisir explicitement les points d'intersection ; toutefois, compte tenu de la précision de la numérisation du réseau, on tolère une distance entre deux points censés représenter l'intersection entre deux brins. On assimile ensuite arbitrairement un des points au deuxième.

Une autre solution aurait consisté à passer en revue deux à deux tous les segments saisis pour tester l'existence d'une intersection.

On considère qu'il ne peut y avoir d'intersection à plus de deux brins, pour limiter les types de configuration à traiter. Pour la même raison, il ne peut y avoir d'intersection dans une maille pic ou selle. A priori, le fait de moins bien traiter ces zones n'est pas très grave, puisqu'il s'agit de zones hautes sur le bassin, où les écoulements concentrés ne sont pas encore importants ; cette remarque est moins justifiée pour les mailles confluence, mais elles sont moins nombreuses

Ces limitations obligent parfois à modifier légèrement le réseau anthropique saisi ; il convient de le faire en essayant de respecter au mieux l'idée que l'on se fait a priori du fonctionnement hydraulique de la zone.

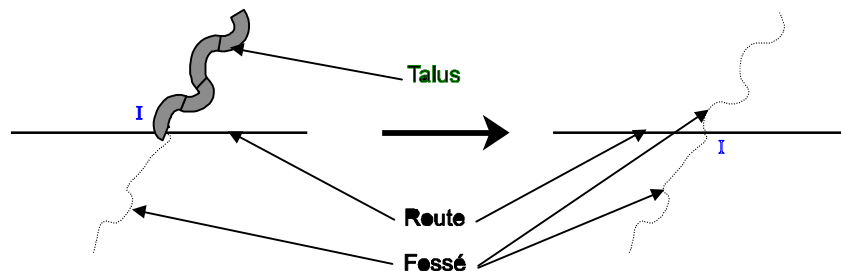


Figure 3 : Modification du réseau au niveau d'une intersection de brins

II. Couplage géométrique maillage Topog / réseau anthropique

D'une façon générale, il s'est avéré difficile de supprimer d'emblée certaines des configurations à traiter au niveau de la position d'un brin du réseau anthropique dans le bassin, ou de l'agencement des brins les uns par rapport aux autres : du fait que nombre d'éléments du réseau anthropique n'ont pas été créés dans le but d'exercer une influence hydrologique sur le versant qu'ils occupent (Cf. Partie I, Chapitre 3), leur trajet, ou leurs liens avec d'autres éléments du réseau, ne répondent pas forcément à une logique guidée par un rôle hydraulique qui leur serait dévolu. Pour beaucoup, leur position dans le bassin semble le fruit du hasard, même s'ils acquièrent, a posteriori, une influence sur le fonctionnement hydrologique du versant sur lequel ils se situent.

On a donc préféré, chaque fois que cela était possible sans multiplier outre mesure le nombre de cas particuliers à envisager, traiter les configurations les plus générales possibles. On a tâché de noter aussi honnêtement que possible les cas où il a fallu transiger avec la réalité et la complexité des cas possibles.

II.1 Scission des mailles dans lesquelles il y a intersection de brins

Compte tenu de la complexité qu'il y aurait à traiter des mailles traversées par plusieurs brins, on commence par scinder les mailles où se trouvent des intersections entre brins. Ces scissions sont effectuées suivant la ligne de niveau et la ligne de plus grande pente, ce qui permet de garder des mailles normalement structurées (deux arêtes ligne de niveau, deux arêtes ligne de plus grande pente passant par le point d'intersection). Si la maille scindée bordait un ruisseau, il faut noter cet attribut pour celles de ses filles qui le font également.

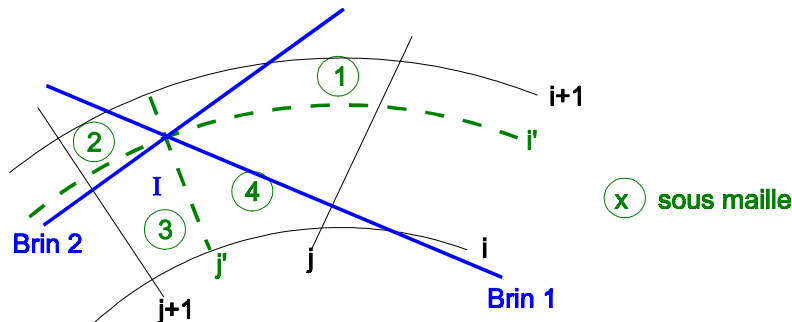


Figure 4 : Cas général, scission d'une maille en 4 pour intersection en son sein

Si l'intersection est située à une distance inférieure à une distance seuil d'une arête de maille, on se contente de couper la maille en deux, en effectuant une projection orthogonale du point d'intersection sur l'arête la plus proche. Sinon en effet, on obtient des mailles trop petites, qui induiraient d'une part des temps de calcul élevés (par suite d'un nombre de mailles trop élevé), d'autre part des problèmes dans la deuxième étape du couplage. Comme on l'a déjà évoqué, le nombre de configurations à traiter a motivé le fait de ne pas traiter les intersections dans une maille selle ou pic.

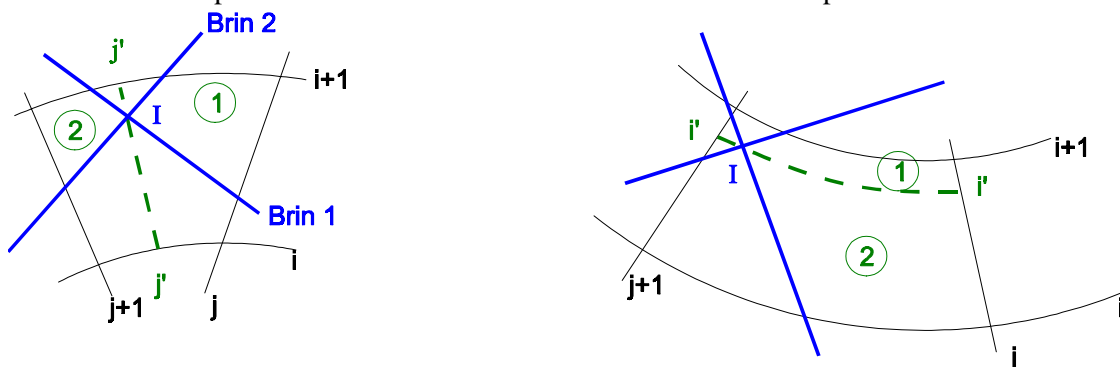


Figure 5 : Scission d'une maille en 2

Parmi les données initiales, cette étape modifie le maillage Topog, le nombre de coins du maillage, et les points d'intersection, quand on se contente de couper une maille en deux et qu'il faut assimiler l'intersection à sa projection sur une arête. Pour chaque nouvelle maille, on garde en mémoire sa maille mère, qui servira pour le calcul ultérieur des connexions entre mailles.

II.2. Calcul des intersections brins de saisie / maillage Topog

On calcule ici les intersections entre les brins saisis et le maillage Topog, aboutissant à un réseau anthropique assimilé à un ensemble de lignes brisées, les points définissant chaque segment de ligne brisée se trouvant sur les arêtes de maille (sauf pour les extrémités de ces brins).

Pour chaque brin saisi :

- 1** - On localise le premier point de saisie, auquel on affecte l'attribut 'ext' ou 'int' suivant qu'il s'agisse d'une extrémité libre ou d'une intersection.
- 2** - Ensuite, par couple de points de saisie, on regarde si le point de saisie suivant est dans la même maille que le précédent. Si oui, on passe au suivant. Sinon, pour éviter de sauter plusieurs mailles d'un

coup, on procède par bonds sur le segment, afin de repérer toutes les intersections du segment saisi avec les périmètres des mailles traversées.

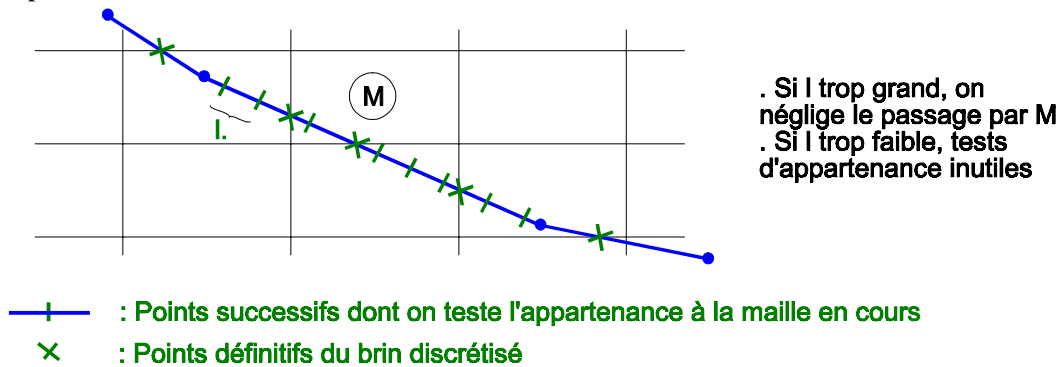


Figure 6 : Progression par bonds sur un segment

A chaque traversée de maille, on note la maille traversée par le brin. Il faut prendre garde au cas où les points de saisie se trouvent exactement sur une arête : la maille traversée reste alors indéterminée jusqu'au point suivant.

On avait songé à calculer les longueurs de brin réelles à l'intérieur de chaque maille traversée. En fait, à l'échelle à laquelle on travaille, les brins sont suffisamment rectilignes pour que cette longueur soit quasiment toujours égale à la longueur du segment représentant le brin dans la maille. On se contente donc de cette longueur approchée.

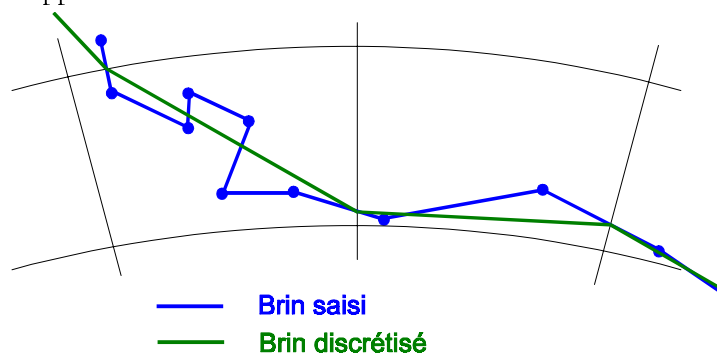


Figure 7 : Calcul de la longueur d'un brin dans une maille

Si un point d'intersection maille/brin se trouve à une distance inférieure à un seuil d'un coin de maille, on l'assimile à ce coin. Cela limite les problèmes rencontrés ensuite dans les calculs de connexion entre mailles.

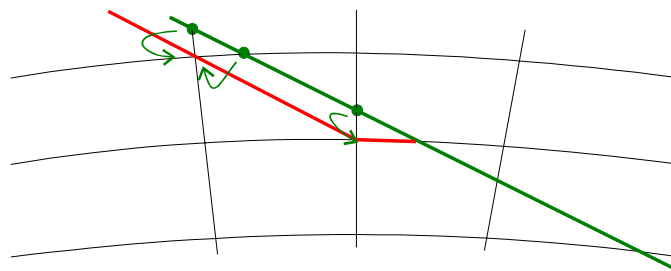


Figure 8 : Assimilation d'un point à un coin de maille

Si un point saisi correspond à une intersection (dans ce cas, il est forcément sur une arête ou un coin de maille, puisqu'on a justement scindé les mailles à cet effet), on le note ; sinon, on note par quel côté de la maille le brin entre (haut, bas, gauche, droite), ce qui sera utile pour les calculs des connexions entre mailles effectués plus loin (Cf. Couplage_Topol.f).

Dans certains cas, une maille est traversée plusieurs fois par le même brin. On le décale alors légèrement pour éviter cette configuration difficile à gérer.

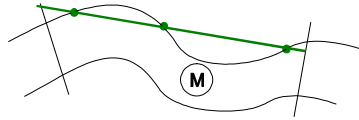


Figure 9 : Traversée d'une maille plusieurs fois par le même brin

3- Une fois l'ensemble des brins passés en revue, on repère l'ensemble des mailles traversées par plusieurs brins.

- Si une maille est traversée par deux brins qui se coupent sur un de ses coins, on l'ignore, ceci sera traité ultérieurement en considérant que dans cette maille, un des brins domine l'autre,
- Si elle est traversée par deux brins parce qu'ils se coupent dans une maille adjacente, on coupe cette maille en deux, de telle façon qu'il y ait un brin dans chaque sous-maille, et que celles-ci soient construites sur le mode normal : deux lignes de niveau, deux lignes de plus grande pente.

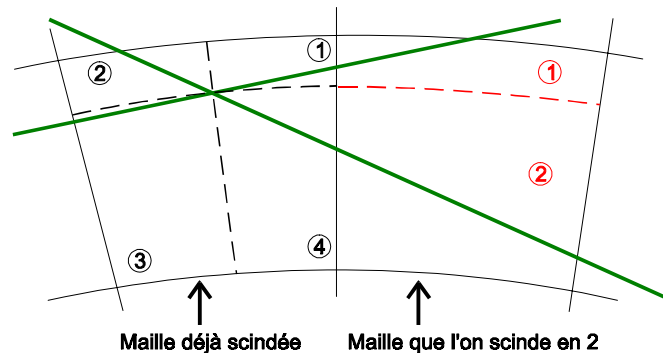


Figure 10 : Scission d'une maille en 2 pour intersection dans une maille adjacente

- Si une maille est traversée par plus de deux brins, ou par deux brins qui ne se coupent pas (M' , M''), ou le font mais dans une maille trop éloignée de celle où a lieu l'intersection (M), on ne sait pas faire, et il faut modifier le réseau saisi.

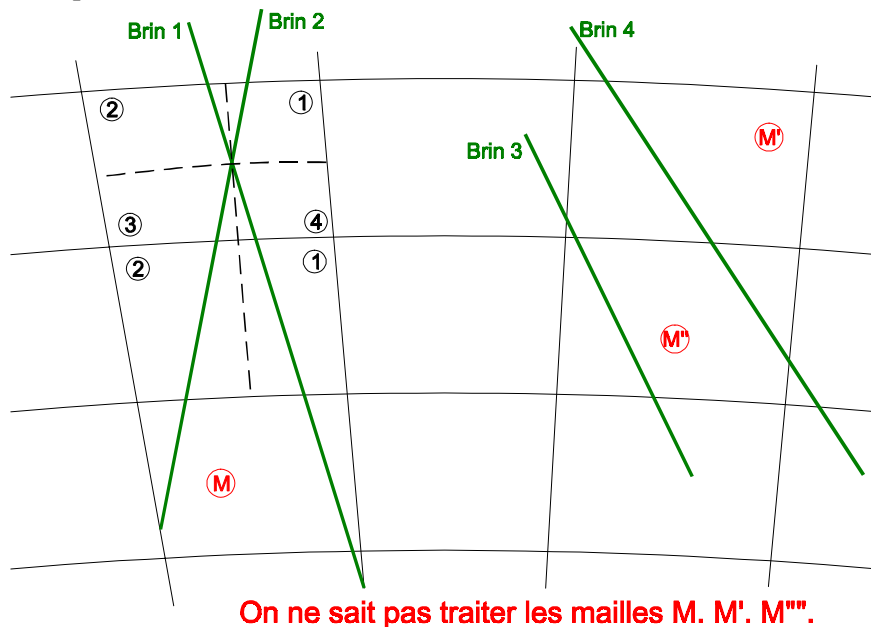


Figure 11 : Cas de traversée de mailles par plusieurs brins que l'on ne traite pas.

4- Ces nouvelles scissions de mailles effectuées, on recommence le calcul de l'intersection du réseau anthropique et du maillage Topog (c'est à dire au début de la deuxième étape). Normalement, il ne reste plus de maille où passent deux brins ou plus, sauf en cas d'intersection au coin de la maille.

Une fois supprimés les éventuels points confondus (dus pour la plupart à l'assimilation de points à des coins), on connaît :

Pour chaque maille :

- le fait qu'elle soit ou pas modifiée par une scission ; dans ce cas, elle n'apparaît plus en tant que telle dans le maillage Topog, seules y figurent ses « filles »,
- si elle est issue d'une scission, l'indice de sa maille mère,
- le nombre de brins par lesquels elle est traversée, leur indice, et l'indice des segments.

Pour chaque brin :

- son type et son nom,
- l'ensemble des segments qui le constituent (avec des points à trois dimensions) et le type d'intersection avec la maille dans lequel entre le segment en cours : 'ext' en cas d'extrémité libre, 'int' en cas d'intersection avec un autre brin, 'hau', 'bas', 'dro', ou 'gau' sinon,
- le numéro de maille traversée par chaque segment,
- la longueur de chaque segment,
- la pente de chaque segment.

NB : On avait pensé dans un premier temps calculer l'inclinaison de chaque segment par rapport à la ligne de plus grande pente, qui aurait servi à l'établissement d'une typologie des éléments du réseau anthropique. Malheureusement ce calcul donne des résultats très aléatoires pour les brins traversant des mailles aux formes compliquées (en général les mailles peu pentues), le signe même du résultat dépendant de la procédure choisie ; on calculera donc cette inclinaison plus loin (Cf. Partie IV, chapitre 1)

On désigne par **segment** chaque doublon de points de brin traité, correspondant à une traversée de maille.

II.3. Scission des brins en tronçons de pente monotone, sans intersection

On vérifie que chaque brin ainsi « discrétisé » est de pente monotone négative. Ceci est en effet nécessaire pour les calculs de connexions entre brins effectués dans Coupl_Topol, puis les calculs hydrauliques que l'on effectuera dans Anthropog. Si tel n'est pas le cas, on inverse le sens du parcours du brin, ou on le coupe en deux ou trois, suivant la configuration.

On peut avoir à scinder de nouveau le dernier tronçon issu de cette scission, qui peut encore présenter des ruptures de pente.

A noter que ce sont les brins 'route' qui sont le plus scindés, non seulement parce qu'ils coupent d'autres routes, mais surtout par suite de pente non monotone. Les routes suivent en effet souvent de façon approximative les lignes de niveau.

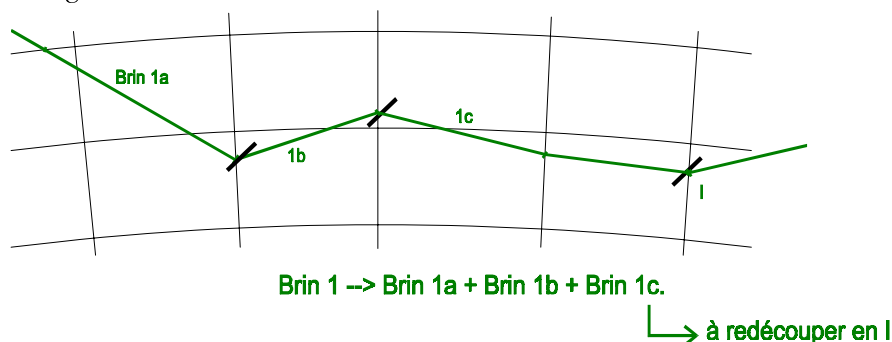


Figure 12 : Scission de brin de pente non monotone.

On scinde également chaque brin au niveau des points d'intersection avec d'autres brins. On n'a plus alors que des tronçons, de pente négative, « autonomes » au sens où les intersections sont limitées aux extrémités de brins.

Notons que ces scissions sont soumises à des seuils, afin de ne pas les effectuer si la différence d'altitude entre deux extrémités de segment, ou la pente négative est trop faible.

II.4. Gestion des abords de ruisseau

Pour clore ce couplage géométrique, on vérifie, pour chaque maille bordant un ruisseau, si elle est traversée par un brin. Si oui, et que le segment de brin correspondant est une extrémité de brin, on demande confirmation à l'utilisateur du fait que ce brin se jette dans le ruisseau, et on prolonge (ou raccourcit suivant le cas) le brin en cas de réponse positive. On ne peut le faire de façon systématique, car il est des talus de bas de pente qui longent le ruisseau, et des fossés qui ne sont pas entièrement connectés au ruisseau.

Si le brin traverse le ruisseau, on coupe celui-ci en deux, l'intersection brin-ruisseau étant du point de vue topologique assimilable à une intersection entre deux brins, comme on le verra dans la notice de coupl_topol.f (bien que l'on utilise pour ces extrémités un autre type de caractéristique que 'int' : 'rui').

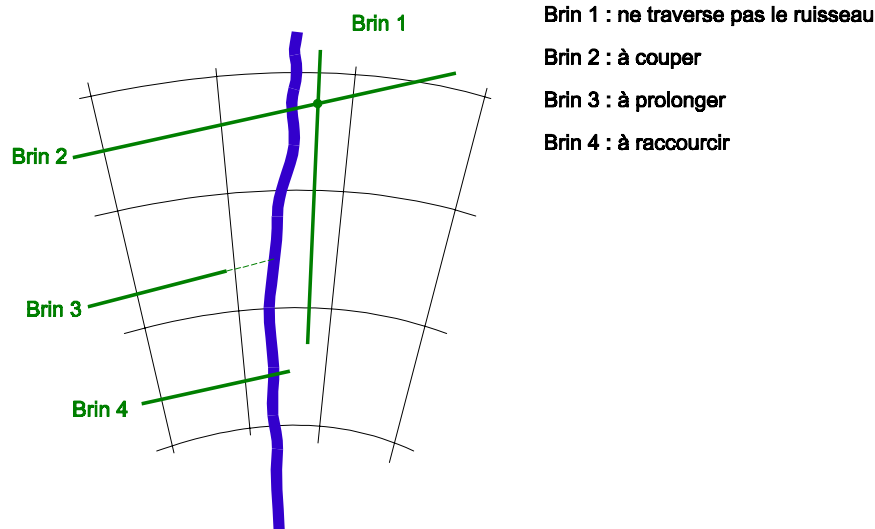


Figure 13 : Abords de ruisseau.

A ce stade on a donc un ensemble de brins de pente monotone, caractérisés par :

- leur nom,
- leur type,
- les segments qui les constituent, chacun caractérisé par :
 - la maille qu'il traverse,
 - sa pente (négative),
 - sa longueur,
 - les points qui le délimitent,
 - la caractéristique de son extrémité amont ('ext', 'int', 'rui' pour un segment de bout de brin, 'hau', 'bas', 'dro', 'gau' pour un segment d'intérieur de brin.)

Le terme de **brin** ne désigne plus ici une entité de saisie, mais un tronçon de réseau anthropique, de pente monotone négative, sans intersection autre qu'à ses extrémités.

Ce réseau de « brins » ne comprend pour l'instant que le réseau anthropique, le réseau hydrographique n'étant pris en compte que dans le module suivant, Couplage_Topol.f

Chaque maille est caractérisée, en sus des données énoncées au début, par :

- le nombre et l'identifiant des brins qui la traversent,
- sa maille mère, quand elle est issue d'une scission ou au contraire un drapeau la caractérisant comme modifiée, quand elle a été coupée en deux, pour une raison ou une autre.

Notice de Couplage_Topol.f

Ce module calcule les connexions entre les différents éléments pris en compte par Anthropog dans la modélisation hydrologique : éléments du réseau anthropique (fossés, talus, routes, drains agricoles), éléments du réseau hydrographique, mailles décrivant la surface du bassin.

La première étape consiste à réunir le réseau anthropique et le réseau hydrographique en un seul graphe ordonné. Du point de vue topologique en effet, ces deux ensembles ont des structures similaires, et l'on gèrera de la même façon les échanges des brins du réseau anthropique avec d'autres éléments hydrologiques (brins ou mailles) que ceux des brins du réseau hydrographique avec ces mêmes éléments. Seuls changeront les coefficients numériques utilisés.

La deuxième étape calcule les connexions de ces brins avec les mailles qui les bordent, et des mailles entre elles (soit en connexion « naturelle », comme dans le Topog original, soit en connexion modifiée par la présence d'un brin entre deux mailles).

Les résultats de ce module sont ensuite archivés pour être utilisés par Anthropog.

I. Structuration en graphe ordonné du réseau (anthropique + hydrographique)

I.1. Agrégation des réseaux anthropique et hydrographique

On commence par lire l'ensemble des segments de bief constituant le réseau hydrographique (on entend par **bief un tronçon de ruisseau délimité par deux confluences, ou une confluence et une extrémité** - exutoire ou source - et par **segment de bief un morceau de bief compris entre deux lignes de niveau** dans le maillage Topog). Les données utilisées sont les coordonnées des segments, et les mailles bordant chaque segment. On n'utilise pas la topologie du réseau hydrographique créée par Topog, dont on a vu qu'elle n'était guère satisfaisante.

Il faut ensuite, pour avoir des segments de biefs équivalents aux segments de brins issus de Coupl_Geom, (c'est à dire ne comportant pas d'intersection avec d'autres brins, et ne traversant qu'une maille), couper en deux ou trois les segments traversant des mailles elles-mêmes scindées dans le module couplage, ainsi qu'au niveau des intersections avec les brins du réseau anthropique. Au passage, on inverse le sens de parcours des segments ruisseau, puisqu'ils étaient décrits du bas vers le haut par Topog.

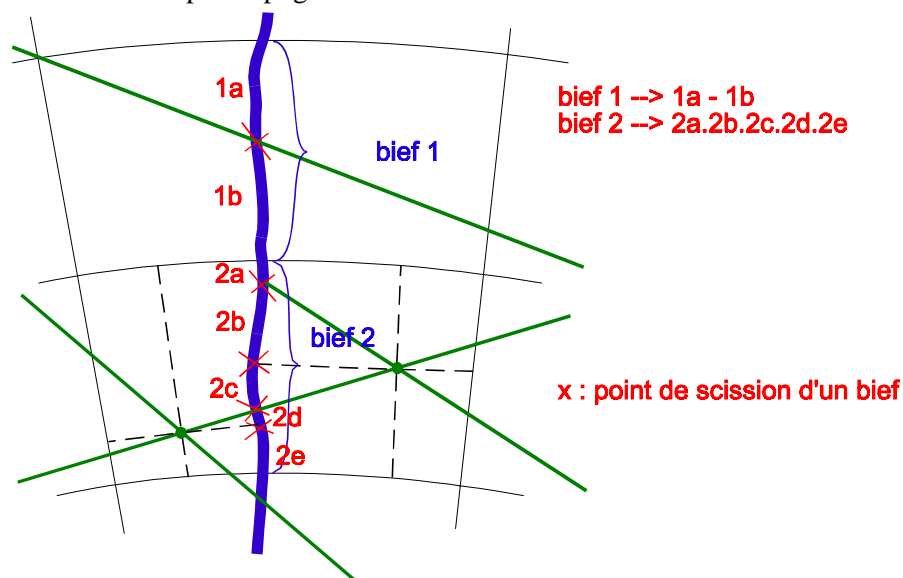


Figure 14 : Scission de segments de bief.

Alors seulement on peut repérer l'ensemble des noeuds constituant les extrémités de segments : il s'agit de noeuds ruisseau / ruisseau, brin / ruisseau, ou ruisseau / rien en cas d'extrémité libre.

A ce stade, le réseau hydrographique a une structure analogue au réseau anthropique, et on peut les agréger tous deux. On dispose :

pour chaque brin (désignant toute suite de segments exempte de « noeud » sauf à ses extrémités) : des numéros des noeuds situés à ses extrémités haute et basse,

pour chaque « noeud » : de ses coordonnées, et des brins qui y arrivent ou en partent (quatre au plus).

I.2. Structuration du réseau en arbre ordonné

On peut maintenant ordonner ce réseau, afin de déterminer quel noeud est relié à quel(s) autre(s) noeud(s), par l'intermédiaire de quel brin, ... et de lui donner une structure topologique. Il s'agit d'un réseau maillé, à plusieurs racines (c'est à dire plusieurs noeuds d'ordre nul), un noeud pouvant avoir plusieurs noeuds amont et plusieurs noeuds aval.

A l'issue de cette phase, chaque noeud sera connu par :

son indice dans la construction de l'arbre (genre mangrove puisqu'il peut y avoir plusieurs racines),

ses noeuds aval (deux au plus), et les fractions correspondantes des flux transférés vers chacun de ces noeuds,

ses noeuds amont (trois au plus),

son ordre dans le graphe ,

le type de connexion vers l'aval, suivant qu'il a des noeuds aval, qu'il s'agit du noeud bas correspondant à l'exutoire du bassin, ou d'un noeud sans noeud aval, se déversant dans une maille du maillage Topog.

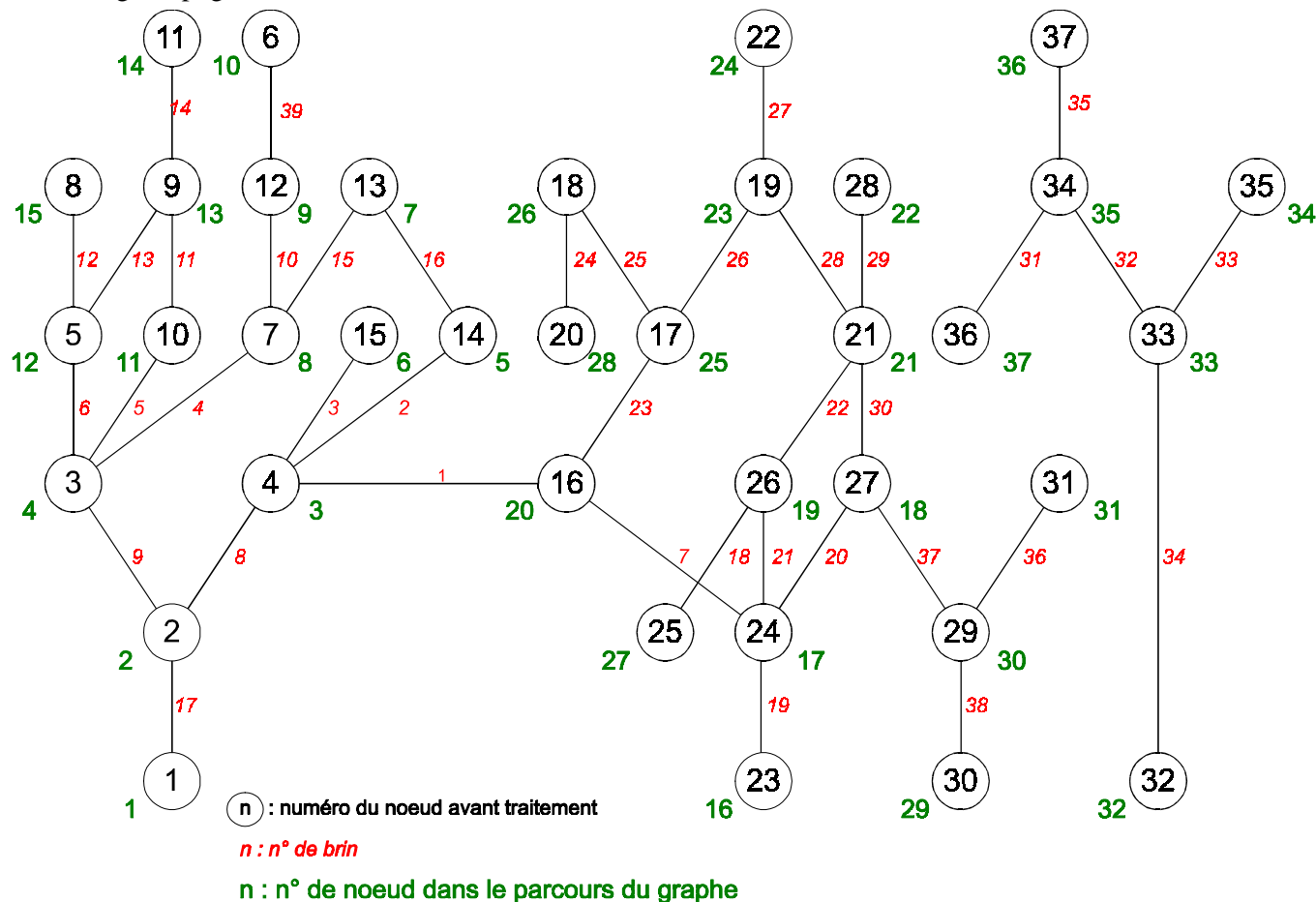


Figure 15 : Exemple de graphe, et sens de parcours du traitement.

I.2.a. Procédure utilisée

- 1** - On part du noeud le plus bas, exutoire du bassin, noeud d'ordre 0, sans aval.
- 2** - On cherche alors l'ensemble de ses noeuds amont. S'il en a plusieurs (3 au plus¹) on les garde en mémoire, avant de continuer à parcourir l'arbre issu du premier noeud amont, en progressant toujours vers l'amont.
- 3** - Une fois ce sous-arbre amont terminé, on peut parcourir les autres, en dépilant les noeuds amont mis de côté dans l'ordre inverse d'empilage, c'est à dire de l'amont vers l'aval.
- 4** - A chaque nouveau noeud amont traité, il faut vérifier s'il a déjà été visité : comme on a un réseau maillé, c'est en effet possible. Dans ce cas, il ne faut pas le considérer comme un nouveau noeud, mais se contenter de compléter ses noeuds aval (les noeuds amont ayant déjà été traités ou en passe de l'être s'il est dans la pile d'attente)
- 5** - Quand on a parcouru de cette façon l'arbre issu de la racine en cours, on cherche la prochaine racine (noeud d'altitude la plus basse non traité), et on recommence un nouvel arbre. Si au cours du parcours on rencontre un noeud de l'arbre précédent, on fond les deux arbres en un seul. Sinon, on construit un arbre autonome.

Ainsi de suite jusqu'à épuisement des racines possibles. On a alors traité l'ensemble des noeuds du réseau.

Il reste à :

calculer les fractions des flux transitant par ce noeud transmises à chaque noeud aval, quand un noeud a deux noeuds aval.

On a pour l'instant considéré, de façon simpliste, que ces fractions étaient proportionnelles à la racine carrée des pentes des brins partant du noeud, sans distinguer entre les types de brins (talus, fossé, route). Ce point est toutefois traité dans une fonction bien individualisée, et peut donc être facilement modifié.

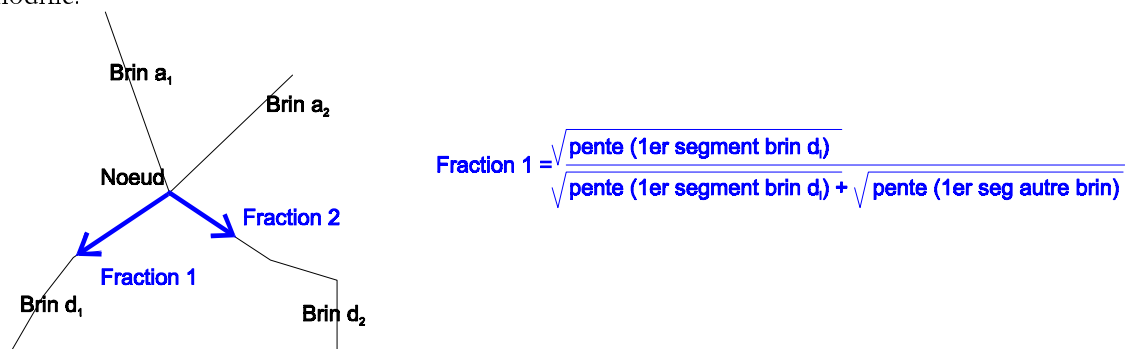
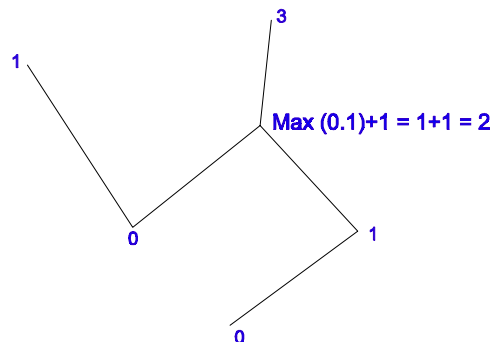


Figure 16 : Calcul des fractions transférées à l'aval des noeuds

calculer l'ordre de chaque noeud dans le graphe. Un noeud « racine » est d'ordre 0, et un noeud quelconque d'ordre égal au maximum de l'ordre de ses noeuds aval + 1.



¹On n'a pas rencontré sur le bassin traité de configuration où il y en ait plus : sur d'autres bassins, il faudra vérifier que cette condition soit encore vérifiée, éventuellement en modifiant quelque peu le réseau saisi par rapport à la réalité. Cette éventualité nous semble toutefois peu probable.

Figure 17 : Calcul des ordres.

On a donc maintenant un graphe ordonné, où l'on connaît pour chaque noeud ses noeuds aval et amont, les brins auxquels correspondent ces couples. On peut passer aux connexions maille/maille et maille/brin.

II. Connexions entre le maillage et le réseau

II.1 Connexions maille / maille

On lit dans un premier temps les connexions entre les éléments du maillage « Topog » normal. Dans le cas où des mailles ont été scindées, pour intersection en leur sein, ou traversée par plusieurs brins, il faut modifier ces connexions.

Pour l'instant, on connaît pour chaque maille (du maillage « normal » Topog) ses mailles amont, et ses mailles aval (toujours dans le maillage original), ainsi que les fractions correspondantes, vers l'aval. Il faut passer à l'équivalent pour le maillage comprenant les mailles scindées, en remplaçant les mailles mères par leurs filles. Ces scissions peuvent se situer dans des zones de divergence (une maille se jette dans plusieurs) ou de convergence (plusieurs mailles se jettent dans une seule). On traite d'emblée le cas général où plusieurs mailles se jettent dans plusieurs, pour éviter de multiplier les configurations spéciales.

Pour chaque maille, on note ses mailles aval, les mailles amont de ces mailles aval, et les mailles aval de celles-ci. On a alors un ensemble « autonome » du point de vue des connexions hydrauliques. Si aucune des mailles de cet ensemble n'a été scindée, on se contente de recopier les connexions déjà connues.

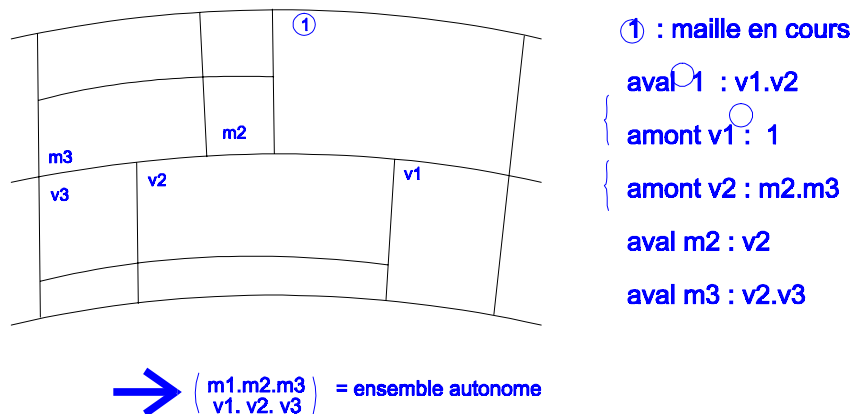


Figure 18 : Exemple de bloc autonome

Sinon, on actualise les connexions au niveau des mailles issues des scissions, en distinguant les cas où les mailles sont coupées en 4, en 2, dans le sens de la longueur, de la largeur ...

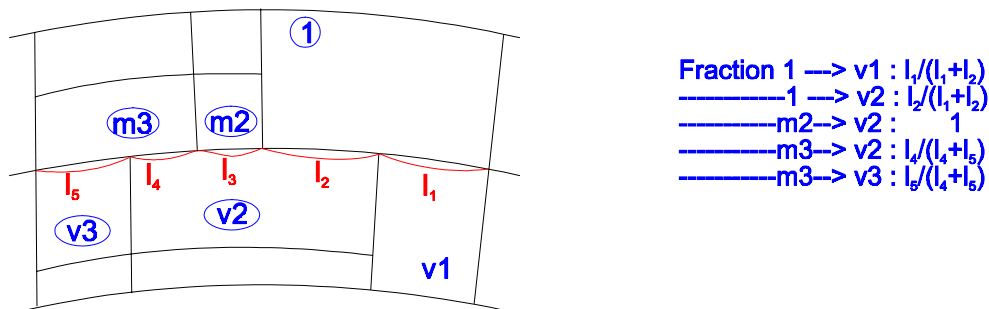


Figure 19 : Calcul des nouvelles connexions.

Il faut traiter comme cas particulier les mailles situées sur la ligne de niveau la plus basse et les mailles situées à la confluence entre deux brins ruisseau (dépourvues de maille aval).

II.2. Connexions maille / brin et maille / maille modifiée par passage de brin

On peut maintenant calculer les connexions maille/maille et maille/brin découlant des traversées de maille par les brins du réseau anthropique + hydrographique.

Pour l'instant, chaque segment du réseau anthropique est bordé par la même maille de part et d'autre, alors que les segments du réseau hydrographique sont bordés de mailles différentes.

On commence par repérer toutes les mailles étant traversées par plusieurs brins (pas plus de deux brins du réseau anthropique, et/ou deux du réseau hydrographique), et l'on choisit, dans le cas de deux brins du réseau anthropique un brin dominant. On ne considérera dans la suite que l'influence de ce brin dominant dans la maille.

Pour l'instant, on choisit simplement le brin dont la pente dans la maille est la plus faible, ce qui lui assure normalement une influence maximale sur cette maille. On peut envisager de complexifier la procédure ultérieurement, mais ce ne serait actuellement pas cohérent avec le peu de connaissances que l'on a sur ce point.

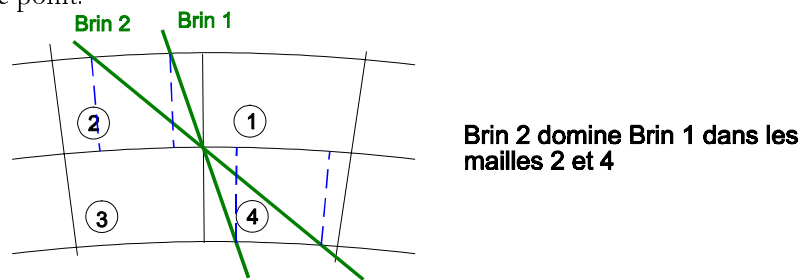


Figure 20 : Choix d'un brin dominant

Pour chaque brin, on parcourt les segments un par un, de l'amont vers l'aval.

Pour les brins du réseau anthropique :

Si le segment est seul dans la maille ou qu'il est le brin dominant, on scinde la maille en deux le long de ce segment, et on calcule les connexions entre chaque sous-maille et le segment, ainsi qu'entre les mailles environnantes et ces sous-mailles.

Ces nouvelles mailles ne sont plus délimitées par deux lignes de niveau et deux lignes de plus grande pente, mais deux lignes de niveau, une ligne de plus grande pente, et une ligne quelconque (de un, deux ou trois points suivant le cas).

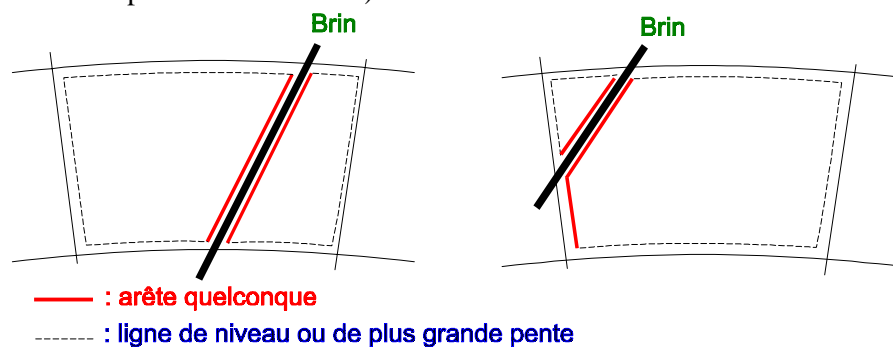


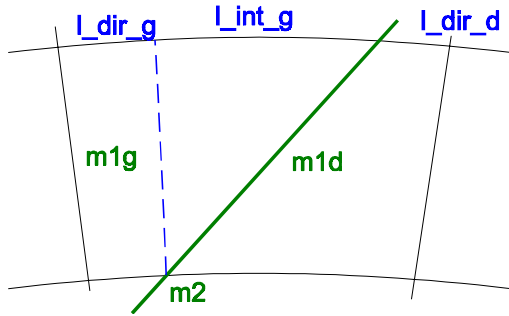
Figure 21 : Exemple de nouvelles mailles

Alors que les connexions « normales » concernaient l'ensemble du profil de sol, on distingue pour les connexions entre les sous-mailles et les segments trois fractions, qui désigneront plus tard le ruissellement, la proche subsurface - approximativement l'épaisseur de la couche labourée - et les horizons plus profonds. Le type de connexions choisi suppose que l'essentiel des flux arrivant à un segment de brin a été généré dans les mailles amont de la maille où il se trouve, et non sur la maille elle-même.

NB : Pour l'instant, on gère de la même façon les routes, fossés et talus, mais il sera facile de distinguer suivant le type de brin, quand on disposera de plus de connaissances. On peut aussi

modifier ces connexions suivant les caractéristiques du brin, et pas seulement son type (par exemple suivant qu'un talus semble plutôt privilégier l'infiltration de l'eau à son amont, ou au contraire la transférer rapidement le long de son tracé, s'il est en long dans la pente et bordé d'un fossé ...)

Pour la même raison, on utilise comme largeur de maille déterminant les débits sortant une largeur moyenne de maille et non la largeur en bas de maille comme le faisait a version initiale de Topog (en effet celle-ci peut maintenant être nulle, en cas de maille triangulaire, alors que les flux sur la maille ne le sont pas).



Brin $\Rightarrow l_int_g / (l_int_g + l_dir_g)$ en α
 Maille β
 m1d $\Rightarrow l_int_g / (l_int_g + l_dir_g)$ en γ
 Maille $\Rightarrow l_dir_g / (l_dir_g + l_int_g)$ en α
 m2 $\beta \gamma$

Composante α : Ruissellement
 Composante β : Proche subsurface
 Composante γ : Composante plus profonde

Maille m1d \Rightarrow Maille m2 $\Rightarrow 1$ en $\alpha \beta \gamma$

Figure 22 : Calcul des connexions entre sous-maillles, et entre sous-maillles et brin.

Si certaines sous-maillles ont une surface inférieure à une surface seuil, on les efface, et on traite de façon simplifiée les connexions de la sous-maille restante.

Si la longueur interceptée par le brin est inférieure à la moitié de la longueur amont de la maille mère, on considère que le brin longe la sous-maille que l'on conserve, et qu'il n'exerce pas d'influence sur cette sous-maille.

Dans le cas contraire, on considère au contraire qu'il longe entièrement la sous-maille que l'on garde (en haut ou en bas, suivant le cas), et que celle-ci se jette entièrement dans le brin en surface et proche subsurface).

Des solutions plus sophistiquées, incluant les mailles aval et amont de la maille traversée, échouaient quand ces mailles étaient elles-mêmes traversées par des brins. En effet, on ne travaillait plus alors sur des ensembles « autonomes » du point de vue des connexions, et le faible nombre d'occurrence de ces sous-maillles nulles a dissuadé de traiter ce cas de façon plus satisfaisante.

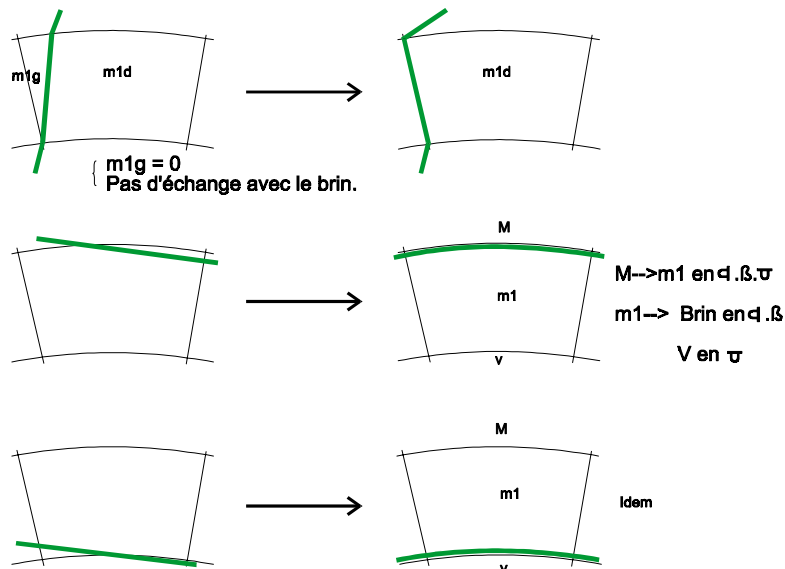
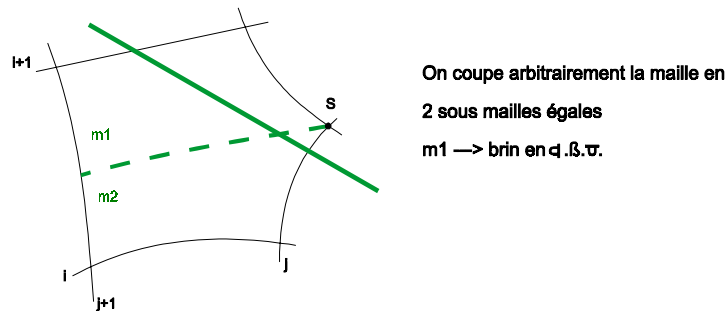


Figure 23 : Cas de sous-maillles trop petites

On traite également de façon approximative le cas des mailles selle, plus compliqué de par la forme de ces mailles.

Quelle que soit la position du brin dans la maille selle, on coupe celle-ci en deux par sa médiane, et l'on considère que la sous-maille amont se jette entièrement dans le brin (en surface et proche subsurface). Là aussi, le faible nombre de cas rencontrés, le fait que les mailles selle soient de toutes façons représentées de façon arbitraire dans Topog (point selle à mi-hauteur des lignes de niveau haute et basse de la maille), et que les points selle se situent à des endroits où les concentrations d'écoulement sont faibles a dissuadé de s'accharner à traiter de façon satisfaisante ce cas complexe.

**Figure 24 : Cas des mailles selle.**

Les segments sont donc maintenant bordés par deux sous-maillles différentes (sauf dans le cas d'une sous-maille nulle)

Pour les brins du réseau hydrographique, on considère pour l'instant que toute la maille s'y déverse. On pourra à terme :

d'une part considérer qu'une fraction du flux sortant de ces mailles va vers les mailles aval, afin de représenter les écoulements tangentiels en fond de talweg,

d'autre part ne pas négliger le rôle des brins du réseau anthropique bordant les mailles riveraines, et qui freinent les écoulements qui sinon rejoindraient le ruisseau (cas des talus de ceinture de bas-fond).

On connaît donc maintenant les liaisons [maille / maille], [maille / brin] et [brin / brin]. Il ne «reste plus qu'à » utiliser ces résultats, pour estimer des aires drainées, puis modifier Topog afin qu'il prenne en compte l'influence du réseau anthropique et du réseau hydrographique dans la représentation qu'il fait des écoulements.

Pour l'instant, les fractions indiquées vers les sous-maillles désignent les fractions des flux restant une fois prélevés les apports aux brins du réseau anthropique et hydrographique.

Pour des raisons de commodité, on efface toutes les mailles mère du maillage, en ne gardant que les mailles filles (ou petites filles), et en les ordonnant suivant l'ordre de leurs mères et grand-mères

II.3. Connexion au réseau de drainage agricole

Pour chaque maille, il faut choisir quel sera le brin lui servant de collecteur de drainage, dans le cas où elle est considérée comme drainée. Sur le bassin d'application, en effet, on ne connaît pas le réseau de drainage, et il faut donc se contenter d'hypothèses sur l'emplacement des collecteurs de drainage.

On attribue donc un segment du réseau anthropique à chaque maille, qui recevra les volumes drainés, dans le cas où elle sera considérée comme soumise au drainage agricole.

Pour chaque maille, on regarde si elle est bordée par un brin ; dans ce cas, c'est ce brin qui est lui attribué. Sinon, on parcourt les mailles avales de cette maille (en prenant, quand il y en a plusieurs, celle qui correspond à la fraction connectée la plus importante), jusqu'à trouver une maille bordée d'un brin, qui est celui qu'on attribue à la maille traitée.

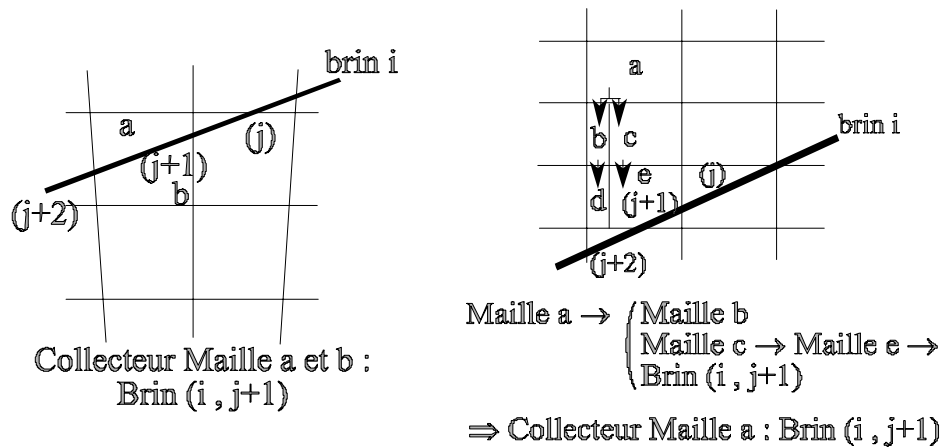


Figure 25 : Recherche d'un collecteur de drainage pour une maille.

III. Récapitulatif des approximations faites et des valeurs seuil choisies

On rappelle ici les principales approximations qui ont été effectuées, et qui sont facilement modifiables, pour intégrer de nouvelles connaissances ou ordres de grandeur, ou pour adapter le programme à un bassin où les échelles sont différentes : morphologie du bassin (surface, pentes) ou du réseau (densité du réseau anthropique et/ou hydrographique, rôle différent des éléments du réseau anthropique sur les écoulements ...

Les valeurs seuils utilisées, et qui sont rassemblées en annexe 4, auraient demandé des tests de sensibilité, qui n'ont pas été effectués par manque de temps. Le critère principal pour les choisir a donc été d'arriver au bout du traitement géométrique et topologique, la mise en oeuvre de Aire_Contrib (voir paragraphe suivant) permettant une vérification de la cohérence des résultats.

Les points les plus facilement modifiables dans la programmation concernent :

1 - Les différents seuils de distance utilisés :

pour juger s'il y a intersection ou pas entre deux brins du réseau anthropique,

pour décider si l'on coupe en deux ou en quatre une maille où il y a intersection, suivant la distance du point d'intersection aux bords de la maille,

pour assimiler un point à un coin,

pour considérer qu'un brin est de pente monotone ou pas (tolérance sur la différence d'altitude et/ou la pente du segment quand il y a inversion de pente),

pour le pas d'espace utilisé pour la progression par bonds.

2 - La répartition des flux au niveau des intersections de brins quand deux brins partent vers l'aval.

3 - Le choix du brin dominant dans une maille quand elle contient deux brins (qui se coupent nécessairement en un coin de la maille, compte tenu de la solution adoptée dans Coupl_Geom).

4 - La représentation du fonctionnement des talus, routes et fossés : pour l'instant, on a adopté la même représentation de leur influence pour tous les types d'éléments du réseau anthropique. Ceci sera à complexifier plus tard, mais on s'est pour l'instant surtout attaché à l'aspect algorithmique des choses, qui reste le même : il suffit de jouer sur les coefficients de transfert maille/maille ou maille/brin pour les différentes composantes (α , β et γ). Une sophistication supplémentaire pourra intervenir dans Anthropog si l'on décide de modifier la représentation du comportement d'un brin en fonction du volume d'eau qu'il contient et de l'humidité des mailles avoisinantes.

5 - La surface minimale au-dessous de laquelle on supprime une maille issue de la scission d'une autre maille en deux, et où on utilise une représentation simplifiée des flux entre la maille restante et le brin qui a donné lieu à cette scission.

Notice de Aire_Contrib.f

Ce module calcule les aires drainées par chaque maille, noeud, segment de brin ou brin entier, de façon spécifique (c'est à dire par les apports latéraux) ou totale (c'est à dire en tenant compte des apports amont) pour les brins et noeuds.

Il ne considère que les connexions en surface (ou proche subsurface, c'est équivalent pour l'instant, vu les coefficients choisis), et ne tient pas compte de la structuration des écoulements vers l'aval, notamment de la formation de la nappe et de son affleurement plus probable en bas qu'en haut de versant ; il faudrait pour ce faire passer à une modélisation hydrologique complète, le but de ce module étant justement de donner des ordres de grandeur pour passer ensuite à ce stade.

Une difficulté est liée au fait que plusieurs mailles sont des exutoires de brins : il y en a en effet au niveau de tous les noeuds d'ordre zéro, à part à l'exutoire du bassin versant. Or, on ne peut calculer les aires drainées par les mailles et brins qui se trouvent à leur aval avant d'avoir calculé l'aire drainée du(des) brin(s) qui s'y jettent. Comme les différents arbres ou sous-arbres issus de racines différentes sont éventuellement imbriqués les uns dans les autres, cela contraint l'ordre de parcours du graphe.

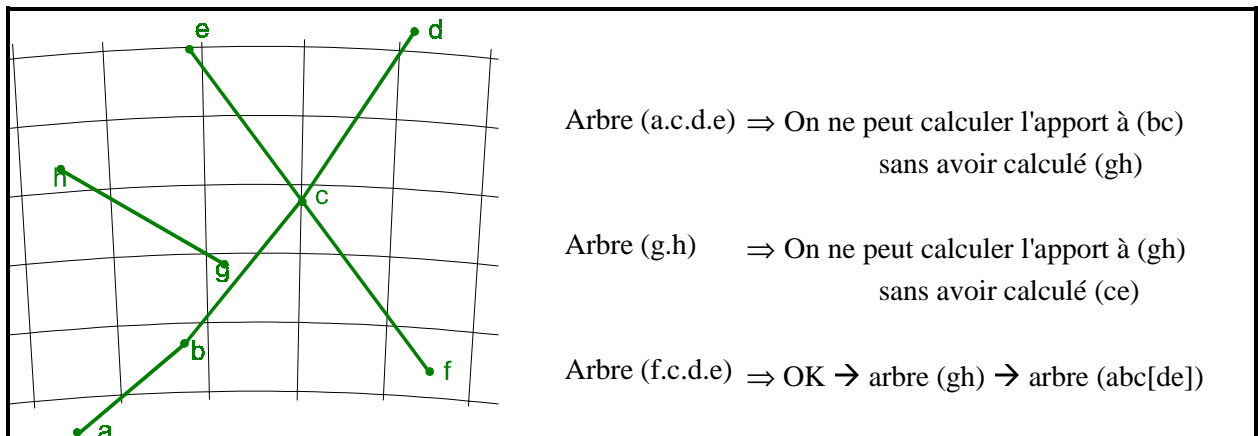


Figure 26 : Imbrication d'arbres.

On procède donc par sous-arbre ascendant, sans tenir compte des diffluences. Si l'on ne peut pas traiter un tel sous-arbre, on passe au suivant, jusqu'à ce que son traitement devienne possible.

I. Choix des mailles « exutoire » de brins

On identifie toutes les mailles exutoires de brins ; il faut faire ce choix avec soin, sous peine de tourner en rond (maille qui se jette dans le brin qui se jette dans la maille).

Pour chaque noeud sans aval, on cherche donc l'ensemble des mailles allant de pair avec les brins arrivant au noeud, et on choisit celle correspondant à la longueur de déversement la plus forte. S'il n'y en a pas (parce que le ou les brin(s) est bordé par la même maille de part et d'autre), on choisit une maille située immédiatement à l'aval de celle-ci. La procédure est la même quelque soit le type de brin (route, fossé, talus)

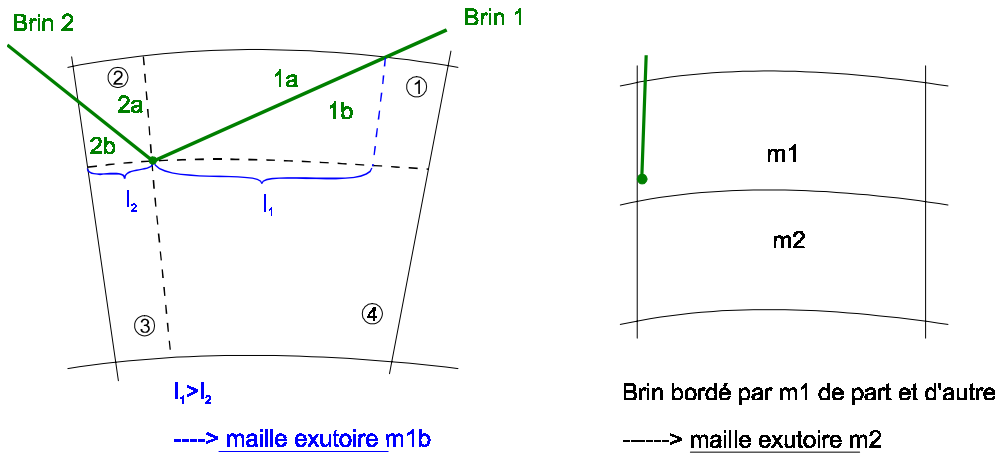


Figure 27 : Choix d'une maille "exutoire"

Ce choix peut paraître arbitraire, mais conduit à des mailles exutoire présentant l'immense avantage de permettre de terminer le traitement.

II. Parcours des sous-arbres ascendants

On empile l'ensemble des noeuds d'ordre 0, qui sont les racines des arbres ascendants que nous allons parcourir.

1 - Pour chaque racine, on détermine l'arbre ascendant qui en est issu. Si on rencontre un noeud dont on a déjà calculé l'aire drainée, on ne va pas plus loin sur cette branche.

2 - Pour ce sous-arbre ensuite, on part du noeud d'ordre maximal (d'aire drainée nulle, à moins qu'il n'ait été traité pour appartenance à un autre sous-arbre précédemment), et on calcule les aires drainées par les brins situés entre ce noeud et ses noeuds aval. Ceci implique de calculer l'aire drainée par chacune des mailles bordantes située du côté amont de chacun des segments du brin.

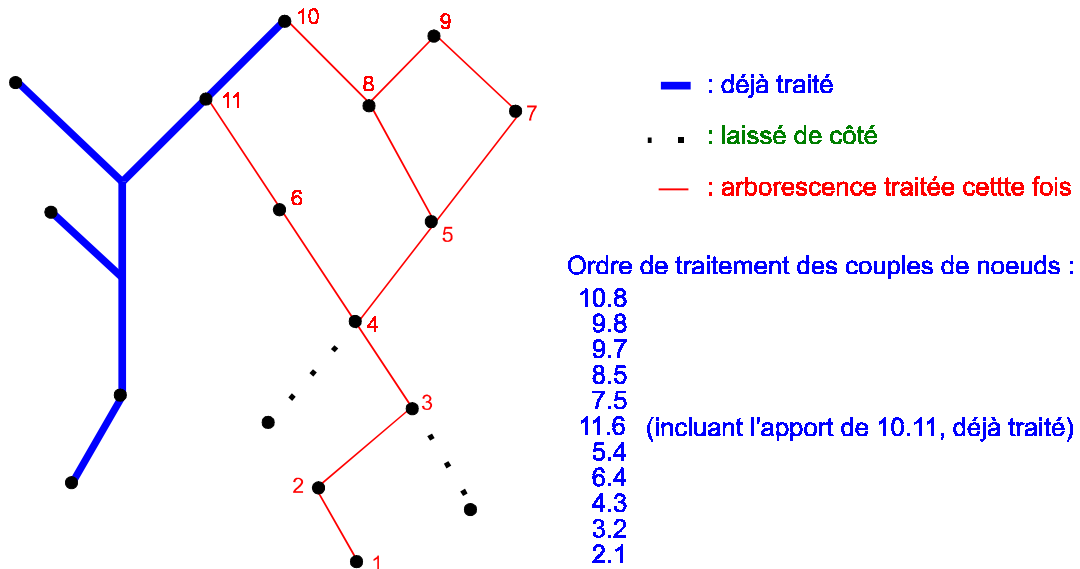


Figure 28 : Parcours d'un sous-arbre

Pour ce faire, on détermine l'ensemble des mailles contribuant à l'aire drainée de la maille étudiée, et avec quelle fraction. Si une de ses mailles est une maille exutoire d'un brin appartenant à un sous-arbre non encore traité, on ne peut continuer, et il faut passer à un autre sous-arbre, c'est à dire une autre racine.

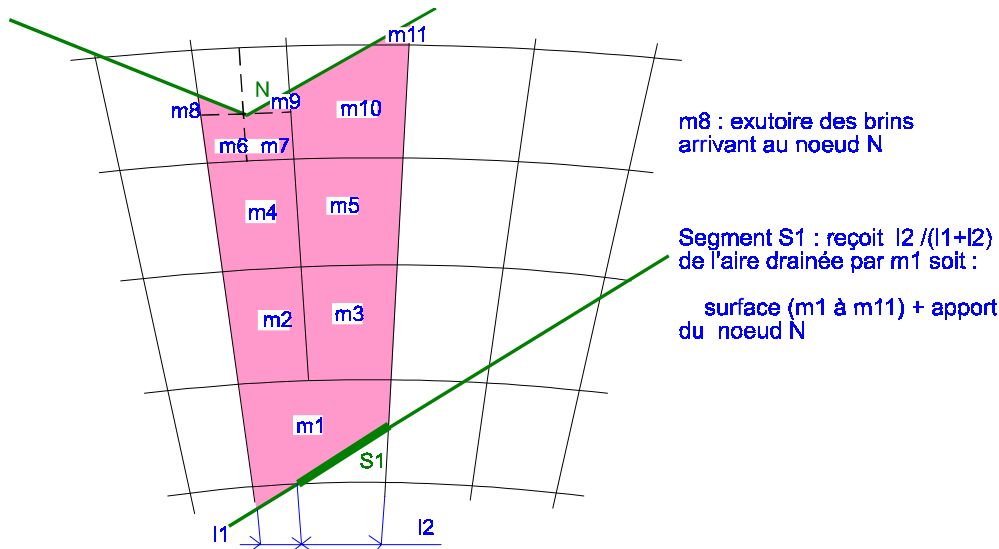


Figure 29 : Calcul de l'aire drainée par une maille

On recommence par ordre de noeud décroissant, jusqu'à la racine. Si celle-ci correspond à l'exutoire du bassin versant, on a l'aire drainée par le bassin versant (après avoir pris soin d'ajouter les aires drainées par les mailles situées sur la ligne de niveau la plus basse). Sinon, il faut ajouter l'aire drainée par ce noeud à la maille dans laquelle il se jette.

A titre d'information, on a choisi, au niveau de la programmation, d'utiliser pour chaque noeud, brin ou segment, un tableau de la taille du nombre de mailles du bassin, dont les valeurs correspondent à la fraction dont la maille contribue au noeud, brin ou segment considéré. Ce type de programmation, consommateur en mémoire mais très « confortable », puisque le Fortran 90 permet de manipuler des matrices de façon globale, conduit à une saturation de la mémoire vive d'une station de travail de type Risc 6000 et implique de passer sur une machine plus puissante.

III. Exploitation des résultats

Outre la vérification quasi-automatique du fait que chaque maille est drainée une fois et une seule au niveau de l'exutoire (et pas plus d'une fois au niveau de chaque noeud, brin, segment), ce module permet d'identifier les brins drainant de façon « directe » (c'est à dire par leurs bords) les aires les plus importantes, les brins transférant les aires drainées les plus fortes (de par les brins avec lesquels ils sont connectés à l'amont). On peut aussi observer la modification des aires drainées par chaque maille impliquée par la prise en compte du réseau, calculer des densités de drainage ...

Par contre, cela n'aurait pas de sens de calculer des indices où interviennent des longueurs de chemin hydraulique, comme on peut le faire pour un réseau hydrographique naturel et le bassin versant qu'il draine, puisque pour nombre de mailles et brins, ce chemin n'est pas unique : on a affaire à un réseau maillé, et une goutte d'eau peut choisir des chemins différents pour arriver à l'exutoire.

Notice de Anthropog

Maintenant que l'on dispose de la géométrie et de la topologie de l'ensemble (réseau anthropique/maillage Topog), on peut passer à la modélisation du couplage hydrologique à proprement parler. La représentation des différents processus en jeu à ce niveau est en partie conditionnée par les choix effectués lors de la construction du nouveau maillage et de la détermination des connexions entre les différents éléments dont on dispose.

On a toutefois essayé de préserver au maximum la possibilité de modifications et d'ajouts extérieurs, même si pour cette première version de Topog modifié (que l'on nomme Anthropog), on a privilégié la simplicité, le but étant plus de déterminer des ordres de grandeur quant à l'influence du réseau

anthropique sur les écoulements que de modéliser précisément des grandeurs exactes. Cette démarche ne serait pas cohérente avec les données dont on dispose pour la validation, comme on le verra au moment de l'application d'Anthropog (Partie IV).

Tout au long de ce paragraphe, on s'efforcera donc de distinguer les possibilités offertes par le programme, et les options que l'on a effectivement utilisées et validées.

La prise en compte de l'influence du réseau anthropique sur les écoulements intervient à deux niveaux : d'une part les échanges maille/brin, d'autre part le transfert hydraulique dans les fossés, le long des routes ou des talus.

On rappelle que pour chaque maille, on connaît les éléments dans lesquels elle se déverse, qui peuvent être des brins et/ou d'autres mailles. On connaît pour chacune des composantes (ruissellement, couche labourée, subsurfacique profond), la fraction du flux sortant de la maille qui se déverse dans ces éléments sous-jacents. Pour chaque brin, en retour, on connaît les autres brins dans lesquels il se déverse, et les mailles dans lequel il s'infiltrer le cas échéant.

I. Echanges maille/brin

I.1. Solution adoptée

Comme on l'a déjà signalé lors de la présentation de la version initiale de Topog, il n'y a pas de rétroaction aval/amont dans le modèle : à chaque pas de temps, le modèle considère chaque maille comme un volume de contrôle et calcule les flux qui en sortent au vu de ses seules caractéristiques, sans tenir compte de l'état des mailles situées à l'aval. Notamment, le gradient hydraulique entre deux mailles adjacentes est considéré égal au gradient topographique, ce dont on verra que c'est une sérieuse limitation pour certaines des zones sur lesquelles on travaille, notamment les plateaux de haut de versant, où la pente est très faible, ou les fonds de talweg où le gradient hydraulique est surtout contrôlé, près des rives, par le niveau de l'eau dans le ruisseau.

Il ne nous semblerait donc guère cohérent d'inclure à ce stade une rétroaction aval/amont au niveau de l'interaction maille/brin : on se contentera de représenter l'influence du brin sur les écoulements provenant des mailles qui le dominent, et la réinfiltration éventuelle de l'eau qu'il contient dans les mailles sous-jacentes.

⇒ Plus précisément, on limite l'influence d'un brin à l'interception du ruissellement et des flux subsurfaciques de la couche labourée.

Ceci est évidemment sommaire, puisqu'un fossé drainera en partie l'eau des mailles aval, et que l'eau qu'il contient se réinfiltrera en partie dans les mailles situées à l'amont. On fait toutefois l'hypothèse (voir le chapitre 2 de cette partie, sur l'application de SeepW et le Chapitre 3 de la partie I sur les bocages et fossés) que cette solution nous fournira une première approximation de l'influence du réseau anthropique sur les écoulements.

Comme on l'a dit dans la présentation de Topog (chapitre I de cette partie), à chaque pas de temps, chaque maille est considérée comme un volume de contrôle : on y résout l'équation de Richards, ce qui conduit à un profil de tension capillaire, puis on en déduit les flux sortant de la maille, via la loi de Darcy pour l'écoulement subsurfacique, et via l'équation de l'onde cinématique pour le ruissellement. Alors seulement on affecte ces flux aux mailles situées à l'aval.

⇒ Les modifications à effectuer pour représenter l'influence d'un brin sur une maille sont donc relativement simples dans le principe : il suffit de calculer la part de chaque composante du flux sortant de la maille interceptée par le brin, et de l'affecter à celui-ci. On va détailler la façon dont on procède, après quelques remarques préliminaires :

I.2. Remarques

1 - A chaque pas de temps de calcul (une heure pour l'application que l'on fait de Topog sur le bassin de Kervidy), on calcule le nombre de sous pas de temps nécessaires pour qu'en un sous pas de temps, le ruissellement n'ait pas le temps de parcourir plus d'une longueur de maille, compte tenu de la distribution des vitesses de ruissellement calculées au pas de temps précédent. Ainsi, on calcule les

vitesses de ruissellement et on résout l'équation de Richards sur l'ensemble du maillage autant de fois qu'il y a de sous pas de temps.

⇒ On a toutefois décidé, compte tenu des ordres de grandeur des flux de réinfiltration calculés au chapitre 2 (SeepW), de ne calculer ces flux à réinfiltrer qu'à chaque pas de temps "de base", le volume à réinfiltrer étant par contre réparti sur l'ensemble des sous-pas de temps.

Notons que la version initiale de Topog mélange allègrement les flux, les volumes, les lames d'eau équivalentes, et que cela n'a pas facilité la modification de la représentation des transferts d'eau entre les différents éléments (mailles et brins).

2 - Les transferts d'eau de maille à maille se font dans la version initiale de Topog, d'une part en surface pour le ruissellement, d'autre part au niveau des noeuds de calcul où se situent des interfaces entre deux horizons du développement de profil. Quand il y a écoulement dans une interface, on cherche donc le noeud de calcul le plus proche de la maille avale, et on lui affecte le flux concerné.

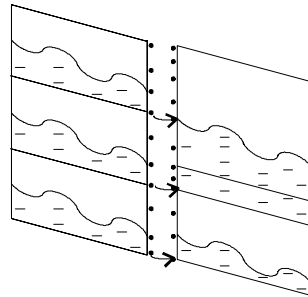


Figure 30 : transfert normal d'un flux vers une maille avale.

Dans la version initiale de Topog, ces transferts de flux passent par un système d'indices multiples que nous allons détailler, car ils ont légèrement compliqué notre programmation :

Un premier indice, qui ne varie pas au cours de la simulation, désigne pour chaque maille son nombre d'interfaces, et pour chaque interface le n° de noeud où elle se situe :

- $\text{indxss}(\text{idx}, i, 2)$ = numéro de noeud de la i -ème interface de l'élément idx , avec i variant de 1 à j_base le nombre d'interfaces dans ce développement de profil (le bas du profil étant considéré comme une interface)

Cela se complique pour les flux entrant :

- $\text{indxss}(\text{idx}, i, 1)$ = numéro de noeud de l'élément idx auquel on affecte le flux entrant dans la i -ème couche où il y a un flux non nul provenant de la maille amont. i varie de 1 à i_base , nombre de couches où il y a effectivement écoulement provenant de l'amont. i_base et les $\text{indxss}(\text{idx}, i, 1)$ peuvent donc varier d'un pas de temps à l'autre.

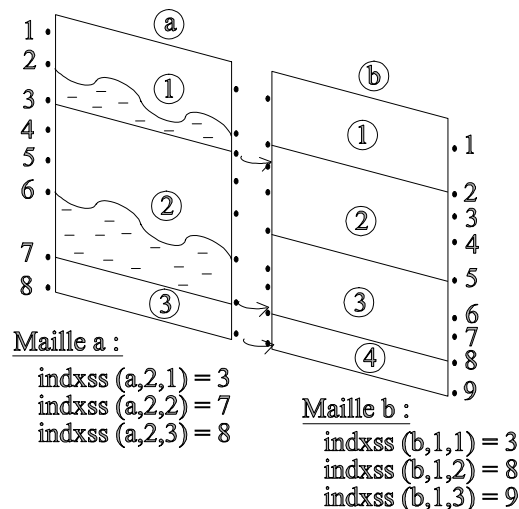


Figure 31 : Illustration des indxss en configuration normale

⇒ Cela pose en fait un problème en cas d'alternance de couches saturées ou pas dans une maille, ou quand deux mailles se jettent dans la même maille, et que les couches où il y a ruissellement dans ces mailles ne se correspondent pas :

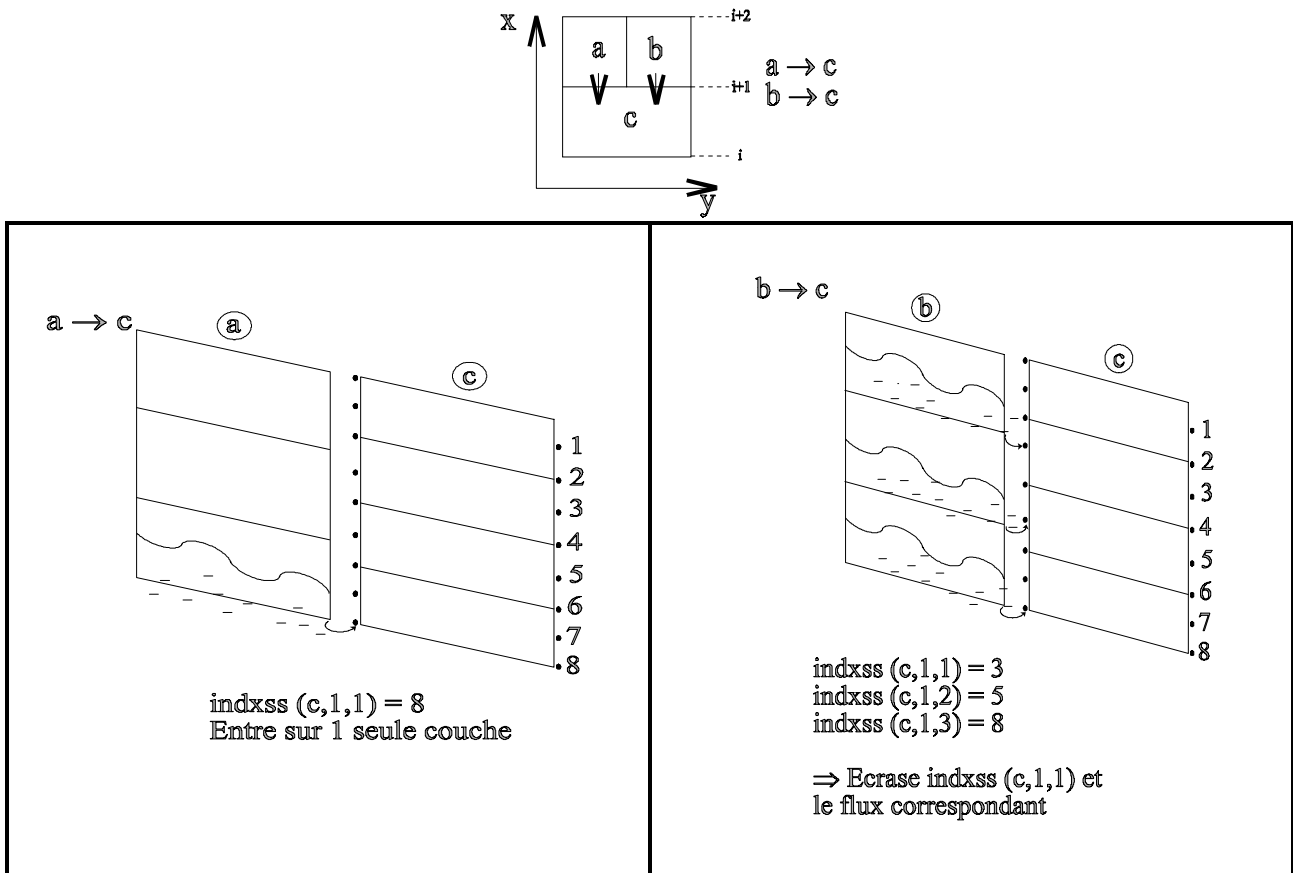


Figure 32 : Illustration de cas particuliers

⇒ On a décidé, compte tenu des erreurs importantes que la solution employée entraînait (dans certaines configurations, on perdait quasiment tout l'écoulement subsurface profond sur le bassin), de ne plus utiliser qu'un seul indice, figé, désignant le numéro de chaque interface (c'est à dire en fait le $\text{indxss}(\text{idx}, i, 2)$ initial). On oblige donc les flux à transiter par les interfaces non seulement en sortie, mais aussi en entrée.

Sur les exemples que l'on a testés, cela ne conduit toutefois pas à des modifications notables par rapport à la version initiale : c'est normal puisque Topog redistribue autant que possible l'eau suivant un profil hydrostatique. Cette remarque serait peut-être à nuancer si les conductivités verticales étaient moindres que sur le bassin utilisé pour développer le modèle, et que les profils simulés n'étaient pas quasi systématiquement à l'équilibre hydrostatique.

⇒ Cette modification permet par contre de respecter la conservation de la matière, ce qui est appréciable ...

I.3. Interception des écoulements amont, représentation du drainage

Ces remarques effectuées, on peut passer à la description des modifications effectuées pour passer de Topog à Anthropog. On présente en parallèle les modifications effectuées pour représenter un éventuel drainage anthropique, puisqu'elles interviennent au même niveau :

1 - On modifie tout d'abord la description des développements de profil, qui jusque là ne comportaient que des profondeurs de noeuds, et le numéro de l'horizon présent à cette profondeur. On y ajoute maintenant deux profondeurs :

- la première (prof_1) désigne la limite entre ce qu'on considère comme couche de labour et ce qu'on considère comme horizons profonds,
- la deuxième (prof_2) lui est égale quand il s'agit d'un profil non drainé. Sinon, elle désigne le bas de la couche "drainante".
- la différence entre les deux profondeurs donne donc l'épaisseur de la couche drainante.

Notons que cette solution oblige à doubler le nombre de développements de profil : un pour le profil "naturel" et un pour le profil "drainé". D'autre part, cela suppose aussi de mettre la couche "drainante" juste en dessous de la couche labourée, ce qui ne correspond pas à la réalité, puisque les drains sont en général posés plutôt à 80 ou 100 cm. Toutefois, on peut considérer qu'en période de drainage intense, à l'interdrain, la nappe affleure quasiment : l'eau n'a donc pas à s'infiltrer jusqu'aux drains pour les alimenter. On peut donc considérer que notre couche drainante relativement haut perchée permet de rendre compte en partie de la forme de la nappe sur laquelle agissent les drains réels. Par contre, ce faux drainage ne sera plus actif dès que le niveau de la nappe descendra en dessous de prof_2, alors qu'en réalité, l'influence du drainage se fait sentir plus longtemps.

Compte tenu des remarques précédentes sur le fait que les flux n'adviennent qu'aux interfaces, il paraît souhaitable de faire en sorte que ces deux profondeurs seuils correspondent à la profondeur d'interfaces dans la description du développement de profil, afin de limiter les problèmes éventuels de gestion des flux sortant..

2 - Les modifications suivantes n'interviennent pas dans la résolution de l'équation de Richards ou celle de l'onde cinématique à proprement parler, mais seulement au niveau de la gestion des flux sortant des éléments (et conséquemment des flux entrant dans les éléments situés à l'aval) : une fois résolue l'équation de Richards, et calculé le flux sortant au niveau de chaque interface de l'élément considéré, on répartit ces flux entre la couche labourée, la couche subsurfacique et la couche drainée quand il y a lieu. Pour ce faire, on regarde simplement la position respective des noeuds correspondant aux interfaces par rapport aux profondeurs prof_1 et prof_2.

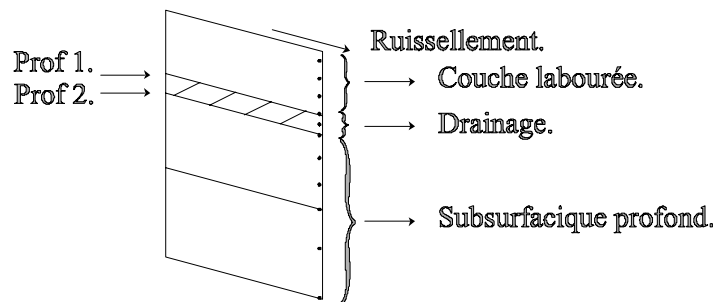


Figure 33 : Répartition des flux entre les différentes composantes.

- Si la maille considérée est située sur la ligne de niveau la plus basse du maillage (c'est à dire qu'elle est située près de l'exutoire), on affecte tous les flux qui en sortent à l'exutoire,
- Si la maille considérée est une maille normale, au sens où elle n'a comme éléments aval que d'autres mailles, on attribue les flux sortant de la même façon que le faisait Topog, à savoir par interface.
- Si la maille considérée est drainée, on affecte le flux issu de la couche drainante (c'est à dire se développant entre les profondeurs prof_1 et prof_2) au brin identifié comme "collecteur de drainage" par le programme de couplage topologique².
- Si la maille en cours a à son aval un brin du réseau anthropique ou hydrographique, on commence par affecter la part s'écoulant de façon normale aux mailles avales comme ci-dessus. Le reste est versé en partie au brin, suivant les fractions calculées par le programme topologique. Quand il y a de surcroît une connexion partielle vers une maille aval (par exemple la composante subsurfacique de l'écoulement, va vers une maille, le reste -

² On rappelle qu'on a choisi d'affecter à la couche « drainante » un gradient hydraulique qui n'est pas, comme en général pour Topog, le gradient topographique, mais une valeur constante, prise dans un premier temps égale à 10 %.

ruissellement et écoulement dans la couche labourée - allant vers le brin), on répartit au niveau des interfaces de cette maille aval la fraction de flux concernée.

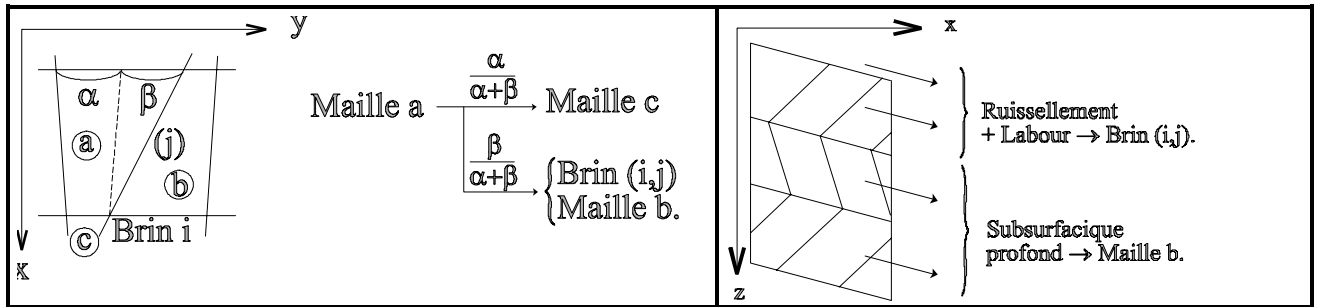


Figure 34 : Transfert des flux vers les éléments aval, en cas de connexion « spéciale »

Pour le ruissellement, on fait de même, les flux étant répartis entre mailles (par connexions "standard" ou modifiées) comme spécifié dans les fichiers de connexions.

II. Transfert dans le réseau (anthropique + hydrographique). Réinfiltration depuis un brin

II.1. Solution adoptée

Comme on l'a déjà évoqué, on cumule les volumes interceptés par chaque segment de brin sur l'ensemble des sous-pas de temps d'un pas de temps "de base", en ne gérant les transferts au sein du réseau [anthropique + hydrographique] et les réinfiltrations depuis ce réseau qu'à chaque pas de temps « de base ».

Compte tenu du fait que les flux interceptés par le réseau anthropique ne dépendent pas du volume d'eau dans un brin, mais seulement des flux provenant des mailles situées à l'amont, ceci n'est pas conceptuellement gênant. De même, compte tenu des faibles taux de réinfiltration des brins vers les mailles (chapitre 2), il n'apparaît pas très gênant de ne réactualiser ces flux qu'à chaque pas de temps, d'autant qu'on ne les fait pas pour l'instant dépendre du profil d'humidité dans les mailles concernées. Par contre, si l'on envisageait de complexifier ce schéma, par exemple en tenant compte de l'état de la maille et/ou du brin, tant pour les écoulements provenant de mailles et captés par les brins que pour les flux de réinfiltration, il faudrait pour être rigoureux adapter les flux en jeu à chaque sous pas de temps.

⇒ Pour l'instant toutefois, on se contente de gérer les échanges au sein du réseau [anthropique + hydrographique], ou entre ce réseau et les mailles Topog, au pas de temps horaire.

En effet, l'approche que l'on utilise est très sommaire, et il ne paraîtrait guère cohérent de passer pour l'instant à un pas de temps sub-horaire.

A la fin de chaque pas de temps, on dispose du volume contenu dans chaque segment de chaque brin du réseau anthropique + hydrographique. Ces volumes éventuellement très discontinus dans l'espace ne conduiraient évidemment pas à une ligne d'eau très réaliste si l'on tentait de l'estimer. Compte tenu du fait que les temps de transfert d'un point quelconque du réseau anthropique à l'exutoire du bassin de Kervidy, estimés au chapitre 2, sont de l'ordre de la demi-heure, on décide de les négliger dans cette première approche.

NB : Rappelons toutefois que ces temps de transfert ont été estimés par l'intermédiaire de la loi de Saint Venant (application du logiciel MAGE développé par la division HHLY), or il est très probable que l'on se situe en dehors du domaine d'application de cette loi, tant parce que les pentes en jeu sont trop importantes (2% en moyenne, mais parfois beaucoup plus) que parce que les tirants d'eau sont trop faibles, ou les coefficients de Strickler dans des fossés envahis de végétation trop faibles pour avoir encore un sens. Il est très probable que dans de tels fossés, les écoulements qui se développent soient à deux composantes (au moins) : un écoulement très turbulent au fond du fossé, un écoulement un peu plus laminaire au dessus.

⇒ Il y aura donc des **"brins qui coulent"**, dont on estime que l'eau qu'ils contiennent rejoint instantanément son exutoire (ou plus exactement en moins d'un pas de temps, l'eau ayant commencé à s'accumuler dans les brins dès les premiers sous pas de temps du pas de temps en cours), et des **"brins qui s'infiltrent"**, dont on estime en première approche que l'eau qu'ils contiennent se réinfiltré de façon proportionnelle au volume qu'ils contiennent. Cette classification sommaire est évidemment susceptible de modifications ultérieures, un brin pouvant par exemple être considéré comme s'infiltrant et coulant à la fois (dans des proportions dépendant de ses caractéristiques).

Surtout, pour une modélisation plus réaliste, ou si l'on passe sur un bassin plus grand, il deviendra nécessaire de prendre en compte les temps de transfert, l'allure de la ligne d'eau ... Pour être cohérent toutefois, cela demanderait de connaître les sections en travers dans tout le réseau, les coefficients de Strickler (ou tout autre indice de la rugosité des brins, de leur capacité de stockage, ...), toutes données rarement disponibles.

Pour l'instant, on considère que les fossés et les routes sont des "brins qui coulent", en se basant sur le fait que les fossés restant après le remembrement et encore en bon état ont un rôle hydraulique de transfert (d'autant qu'il en est peu aux pentes très faibles), et que les routes sont dans la quasi totalité des cas longées de fossés.

Les talus par contre sont considérés comme s'infiltrant : ceux qui sont bordés de fossés ont été pris en compte comme fossés, les autres sont le plus souvent en travers de la pente, et leur influence essentielle semble être de ralentir les écoulements, et de favoriser la réinfiltration.

II.2. Réinfiltration depuis un brin

Pour un brin qui s'infiltré, à chaque pas de temps, on affecte à la maille aval qui lui est connectée la fraction du volume qu'il contient qui est considérée comme s'infiltrant. Ce volume est réparti pour moitié en surface, et pour moitié dans les différentes couches de la maille, au prorata de leurs transmissivités. Notons qu'en procédant de la sorte, les couches profondes, peu perméables mais très épaisses, reçoivent une part non négligeable du volume à réinfiltrer, ce qui est compatible avec la connaissance que l'on a du fonctionnement hydrologique des talus, mais paraîtrait moins justifié pour un fossé.

II.3. Transfert dans le réseau

Pour un brin qui coule, on affecte la totalité du volume qu'il contient à l'exutoire. Cet exutoire peut être une maille : en effet, on a vu que le réseau [anthropique + hydrographique] était un ensemble d'arbres à plusieurs racines, le plus développé étant évidemment l'arbre connexe au réseau hydrographique. Pour chaque brin qui coule, on regarde donc le noeud situé à son aval, jusqu'à ce qu'on aboutisse à l'exutoire du bassin ou dans une maille.

En cas de diffluence, on suit le trajet correspondant à la fraction la plus forte. Dans le cas où l'exutoire du brin est une maille, on réinfiltré le volume considéré suivant les mêmes modalités que pour les brins qui s'infiltrent. Notons toutefois que ces volumes sont susceptibles d'être conséquents, et de conduire à de fortes discontinuités entre des mailles adjacentes, ou entre deux pas de temps différents pour la même maille, ce qui ne serait guère réaliste. Dans les simulations que l'on a effectuées toutefois (Partie IV), les flux à réinfiltrer de cette façon étaient le plus souvent raisonnables, au moins une fois parvenus à une gamme de paramètres n'exagérant pas les composantes ruisselée et subsurface proche sur le bassin, démontrant ainsi d'une certaine façon la pertinence de notre réseau. Qu'il s'agisse de réinfiltration diffuse (le long d'un brin) ou ponctuelle (c'est à dire concentrée sur une seule maille), les volumes à réinfiltrer sont répartis sur l'ensemble des sous-pas de temps d'un pas de temps de calcul.

III. Simulation avec fossés virtuels

Comme on l'a noté au moment des traitements statistiques sur le nouveau maillage et les éléments du réseau, le nouveau maillage dont on dispose, après couplage avec le réseau anthropique a des

caractéristiques de surface, longueur, largeur et forme des mailles beaucoup plus hétérogènes que celles du maillage original. On s'interroge sur l'influence de cette modification du maillage sur les résultats de Topog, sans même prendre en compte l'influence du réseau anthropique à proprement parler.

On a donc ajouté une option à Anthropog, permettant de mener une simulation sans faire intervenir le réseau anthropique en tant que tel, tout en utilisant le maillage auquel il a conduit.

On se contente de prendre en compte le nouveau maillage, en remplaçant les connexions des mailles avec des brins par des connexions aux mailles sous-jacentes.

Notons toutefois que ce traitement modifie quelque peu la topologie du maillage par rapport au maillage initial : en effet pour quelques mailles auxquelles on ne trouvait pas de mailles aval dans Coupl_Topol, on a affecté la totalité de leurs écoulements au brin connecté (c'est à dire les couches ruisselée, labourée et subsurface profonde, contre seulement le ruissellement et la couche labourée pour les mailles traitées normalement). Ces mailles auxquelles on ne sait plus au moment de ce retour en arrière attribuer de mailles sous-jacentes sont versées directement au réseau hydrographique, ce qui biaise forcément la comparaison que l'on fera avec une simulation sur le maillage non modifié. Toutefois, ce biais doit être faible : ces mailles sont en effet le plus souvent des mailles triangulaires situées en haut de bassin, où les flux sont donc faibles en général.

Conclusion

Ce chapitre retrace les principales étapes de la programmation que nous avons effectuée pour intégrer à Topog une représentation de l'influence du réseau anthropique sur les écoulements qui soit conforme aux choix justifiés au chapitre précédent.

Ce travail s'est déroulé en essentiellement trois phases :

- la première a consisté en l'élaboration d'un programme permettant le couplage géométrique du maillage Topog « standard » et du réseau anthropique : *coupl_geom*.
- la deuxième phase a conduit à un deuxième programme, *coupl_topol*, qui utilise les résultats du programme précédent pour structurer l'ensemble du réseau anthropique et du réseau hydrographique en un graphe ordonné, et déterminer les connexions qui permettent de gérer les flux d'eau entre chaque type d'élément : maille, élément du réseau anthropique, bief du réseau hydrographique. Les échanges entre les éléments de ces différentes classes peuvent se produire dans plusieurs couches, correspondant à des composantes de l'écoulement différentes : surface, proche subsurface – alias couche labourée –, reste du profil pédologique. Nous avons adjoint à ces trois couches une quatrième, située entre la couche labourée et la couche plus profonde, pour représenter l'influence du drainage agricole par drains enterrés.
- la troisième phase enfin a vu la transition du modèle Topog au modèle *Anthropog*, qui représente explicitement l'influence du réseau anthropique sur les écoulements en se basant, pour gérer les flux qu'il détermine, sur les connexions issues du programme *coupl_topol*.

★ Les deux premiers programmes sont mis en œuvre après l'analyse numérique de terrain qu'effectue la version initiale de Topog et avant le modèle hydrologique à proprement parler. Ils permettent de rendre cohérentes la logique du maillage Topog et celle du réseau anthropique, en déterminant les caractéristiques topographiques et topologiques principales des éléments que le programme *Anthropog* aura à gérer : mailles et brins du réseau anthropique ou hydrographique.

★ Le modèle hydrologique respecte au mieux la logique du modèle initial :

- les écoulements qui adviennent sur des mailles non perturbées par un brin du réseau anthropique sont gérés comme ils l'étaient dans Topog,

- pour les mailles bordées à leur aval d'un brin du réseau anthropique ou hydrographique, les flux sortants³ sont répartis entre les mailles et les brins aval, en respectant les connexions calculées par `coupl_topol`, par couche d'écoulement. Enfin, l'eau contenue dans le réseau anthropique peut se réinfiltrer et/ou être transférée à l'exutoire (instantanément pour l'instant, puisque nous avons décidé de négliger les temps de transfert dans les réseaux anthropique ou hydrographique),
- ces échanges se font au pas de temps horaire, qui est le pas de temps de calcul de base de Topog, et qui suffit, si l'on se base sur les estimations faites au chapitre 2 des flux en jeu via le logiciel SeepW,
- ils ont toujours lieu de l'amont vers l'aval : un brin intercepte les écoulements qui viennent de l'amont, et réinfiltré éventuellement l'eau qu'il contient vers une maille située à son aval.

Cette programmation a représenté un travail conséquent, mais aboutit à un modèle hydrologique capable de représenter, de façon certes simplifiée pour l'instant, l'influence du réseau anthropique sur les écoulements.

Comme nous l'avons déjà noté, nous avons privilégié dans cette programmation des choix simples, mais qui ne compromettent pas une complexification ultérieure si le besoin s'en faisait sentir, après une première mise en œuvre et une première validation du modèle ou un affinement des connaissances relatives à un des phénomènes en jeu.

Un point pourtant semble difficile à modifier, sans changer la structure de Topog en profondeur : il s'agit du fait que le modèle ne représente pas l'influence que des éléments (mailles ou brins) peuvent avoir sur des éléments situés à leur amont. Ainsi, un fossé ne peut drainer une parcelle située à son aval, même si la pente de cette dernière est faible, et ne peut réinfiltrer l'eau qu'il contient vers une maille qui le domine. Cet aspect d'Anthropog est cohérent avec le modèle Topog initial, mais ne permet pas de représenter les phénomènes qui adviennent sur un bassin de façon exhaustive. Reste à savoir si cela limite la capacité d'Anthropog à représenter les processus dominants les écoulements. Notons que cette limitation n'intervient que dans la troisième phase du couplage (Anthropog) : dans les deux modèles de couplage géométrique et topologique, à la fois les connexions amont et aval sont connues pour chaque type d'élément, et il serait donc possible d'envisager à l'issue de ces deux modules de représenter une rétroaction de l'aval sur l'amont.

³ Ceux-ci sont calculés de la même façon que dans Topog, c'est à dire en résolvant l'équation de Richards pour déterminer le profil d'humidité, puis en utilisant la loi de Darcy pour calculer l'écoulement dans les couches saturées et l'équation de l'onde cinématique pour le ruissellement

CONCLUSION

Cette partie débute par le choix et la présentation du modèle hydrologique distribué à base physique Topog, modèle de recherche développé par le CSIRO.

Ce modèle utilise un maillage basé sur les lignes de niveau et les lignes de plus grande pente, lui permettant de représenter de façon implicite les zones convergentes et divergentes, qui contrôlent le développement des zones saturées et le ruissellement par saturation.

I. Version initiale de Topog

La version initiale du modèle comportait nombre d'options et de fonctionnalités dont nous ne pensions pas faire usage sur le type de bassins sur lesquels nous pensons travailler. Nous avons donc simplifié la structure de Topog en privilégiant, quand plusieurs solutions étaient disponibles pour représenter le même phénomène, celle qui nous semblait respecter au mieux la réalité physique. En effet, l'étape suivante a consisté à modifier ce modèle pour qu'il puisse rendre compte de l'influence des fossés, talus, routes et fossés de drainage sur les écoulements, et il semblait préférable pour ce faire d'être à même de représenter les profils d'humidité dans le sol, et de ne pas conceptualiser trop tôt la représentation que l'on fait des écoulements.

Dès ce stade, nous pouvons observer que Topog présente quelques inconvénients, pendant de ses avantages :

- notamment, la complexité des solutions utilisées pour chaque processus (équation de Richards pour l'écoulement vertical non saturé, équation de Penman-Monteith pour l'évapotranspiration potentielle, par exemple) suppose une grande disponibilité de données,
- à chaque pas de temps, le modèle progresse de l'amont vers l'aval, considérant que les flux sortant d'une maille ne sont conditionnés que par l'état de cette maille, et pas par celui des mailles réceptrices. Cette solution évite une résolution aux éléments finis sur une bande versant entière ou l'utilisation d'un pas de temps très fin, qu'entraînerait la prise en compte du gradient hydraulique réel entre deux mailles ; elle limite donc les temps de calcul. En revanche, elle ne permet pas de représenter le contrôle aval que peuvent constituer une zone de bas fond humide ou la ligne d'eau dans le ruisseau,
- enfin, parce que les lignes de niveau utilisées pour la construction du maillage sont équidistantes, les zones plates sont mal décrites. Cela conduit à des mailles très étendues dans les zones peu pentues, et globalement à des tailles de mailles très hétérogènes sur le bassin versant.

II. Evaluation d'ordres de grandeur relatifs à l'influence des linéaires anthropiques

La modification du modèle Topog pour lui permettre de prendre en compte l'influence du réseau anthropique sur les écoulements a nécessité l'évaluation d'ordres de grandeur relatifs à cette influence, afin de choisir une représentation pertinente des principaux phénomènes incriminés. Compte tenu du faible nombre de connaissances qualitatives trouvées à ce sujet dans la revue bibliographique effectuée (f. Partie I, chapitre 3), nous nous sommes appuyés sur des simulations numériques, effectuées avec le logiciel SeepW, pour des fossés.

Ces simulations nous ont permis de mettre en évidence l'importance des conditions aux limites et des conditions initiales sur les résultats de simulation ; l'influence des premières se faisant d'autant plus vite sentir que les conductivités hydrauliques sont élevées. Or ces conditions aux limites nous sont inconnues ; il faudrait pour s'abstraire de ce problème pouvoir simuler le comportement d'un versant entier¹, ce que ne permet pas ce modèle, exigeant en temps de calcul.

Dans ces conditions, une solution alternative semble résider dans l'utilisation couplée de ce modèle précis, mais complexe, et d'un modèle plus conceptuel comme Topog, qui permettrait de modéliser l'ensemble du versant et d'approcher les conditions à la limite à utiliser pour le modèle plus fin. Cette solution suppose toutefois d'être capable de représenter correctement l'ensemble du système étudié, par des grandeurs permettant de le caractériser à l'échelle d'intérêt. Ce n'est pas le cas actuellement : nous avons montré dans la partie présentant le bassin de Naizin qu'en utilisant les conductivités à saturation mesurées sur le bassin, nous aboutissions à des débits inférieurs d'un à deux ordres de grandeurs aux débits mesurés, montrant par là l'inadéquation des données dont nous disposons.

Il faut donc procéder par aller et retour entre ces deux modélisations à petite et grande échelle, et réussir à mieux décrire, à ces deux échelles, le fonctionnement hydrodynamique des sols.

L'expérimentation de terrain également peut apporter des informations intéressantes, et sur les conditions aux limites, et sur les caractéristiques intrinsèques du milieu, à condition toutefois de savoir exploiter les résultats observés, c'est à dire quelques variables il est important de suivre.

Nous avons par ailleurs estimé des temps de transferts dans le réseau anthropique et hydrographique, en appliquant un modèle hydraulique résolvant l'équation de Saint Venant : MAGE. Les temps de transfert ainsi calculés sont négligeables, et nous ne représenterons pas le transfert dans le réseau dans cette première mise en oeuvre d'Anthropog. La pertinence des résultats ainsi obtenus est toutefois sujette à caution, dans la mesure où les simulations se situaient à l'extrême limite du domaine d'application du modèle.

III. Représentations choisies

Malgré les réserves qu'elles entraînent, nous nous sommes basés sur les résultats de ces simulations pour choisir la représentation que ferait notre modèle de l'influence des éléments du réseau anthropique sur les écoulements : nous formulons l'hypothèse que la représentation choisie nous permettra une première approche des processus dominants des écoulements dans un paysage bocager, et conduira à affiner l'approche expérimentale à mettre en place pour combler les lacunes qui existent à leur sujet.

⇒ Nous considérerons donc dans la suite du travail que les fossés interceptent les écoulements venant de l'amont, dans une tranche de sol correspondant à leur profondeur ; l'eau interceptée est pour partie réinfiltrée vers les mailles se trouvant à l'aval, et pour partie transférée à l'exutoire, les temps de transfert dans le réseau anthropique et hydrographique étant négligés. Les fossés de bord de route sont supposés avoir un comportement analogue ; les talus également, si ce n'est que l'infiltration de l'eau accumulée contre leurs bords atteint des horizons plus profonds.

Les proportions dans lesquelles ces différents phénomènes adviennent peuvent être modulées en fonction des caractéristiques des éléments du réseau anthropique, et éventuellement de l'état des mailles environnantes.

Dans la programmation qui suit toutefois, nous avons pour l'instant considéré que fossés, bords de route et talus avaient tous le même comportement, quelles que soient leurs caractéristiques et celles des mailles avoisinantes². Il serait facile de revenir sur ce point, mais nous avons préféré pour

¹ La condition à la limite de l'extrémité supérieure du domaine est alors une limite à flux nul, et la condition à la limite de l'extrémité inférieure une condition en charge, correspondant à la ligne d'eau dans le ruisseau, qu'on peut supposer connue.

² La seule différence est pour l'instant que l'on considère que l'eau contenue par les bordures de talus se réinfiltré le long de leur trajet, alors que l'eau contenue dans les fossés et fossés de bord de route est transférée

l'application qui suit privilégier la simplicité, plutôt que de multiplier des paramètres que les données et connaissances disponibles ne suffisent pas à déterminer.

Compte tenu de l'importance que nous lui supposons sur notre bassin d'application, nous avons également inclus une représentation du drainage agricole, par l'intermédiaire d'une couche très conductrice située sous la couche labourée.

La représentation choisie ici n'est possible que parce que Topog respecte la topologie des écoulements en couche en subsurface, ce que ne ferait pas un modèle plus conceptuel.

IV. Modification de Topog

Avant que d'aller plus loin dans la modélisation hydrologique, il faut mettre en cohérence la logique du maillage Topog, et du réseau anthropique (auquel on adjoint le réseau hydrographique, que la version initiale de Topog ne prenait pas en compte).

⇒ Le modèle auquel on aboutit comporte trois parties : la première, *coupl_geom*, calcule les caractéristiques géométriques du réseau anthropique, la deuxième, *coupl_topol*, détermine les connexions topologiques entre les mailles Topog (modifiées pour celles qui sont traversées par un brin) et les éléments du réseau anthropique et hydrographique. La troisième partie enfin, qui n'est autre qu'une version modifiée de Topog : *Anthropog*, effectue le couplage hydrologique à proprement parler. La mise en œuvre de ces trois programmes, est présentée dans la partie suivante, sur le bassin versant de Kervidy.

Notons dès maintenant quelques points qui nous paraissent importants :

- les modèles géométriques et topologiques conduisent à un ensemble de connexions assurant que toute la surface du bassin, et tous les éléments du réseau anthropique et hydrographique sont drainés une fois, et une seule,
- le modèle hydrologique Anthropog respecte parfaitement la conservation de la matière, ce qui est intellectuellement satisfaisant³,
- par contre, tout comme le modèle original Topog, Anthropog ne « raisonne » que de l'amont vers l'aval : l'introduction du réseau anthropique dans le modèle ne change donc en rien l'absence de rétroaction de l'aval vers l'amont. C'est un choix de notre part : un choix contraire nous aurait semblé rompre la logique de Topog, et les connaissances et données disponibles ne le justifiaient pas,
- les échanges entre les mailles et les réseaux anthropique et hydrographique sont gérés au pas de temps de calcul « de base » de Topog, c'est à dire pour l'instant une heure. Ce choix est cohérent avec les faibles flux d'infiltration estimés via SeepW, et le fait qu'on ne représente pas de ligne d'eau de façon explicite. Si l'un de ces points changeaient (en augmentant significativement les conductivités, ou la profondeur de la nappe, et donc les flux d'infiltration, ou en cessant de négliger les temps de transfert dans le réseau, ce qui deviendrait nécessaire pour un bassin plus grand que celui de Kervidy), il faudrait sans doute revoir ce choix.

directement à l'exutoire, ou dans la maille située à la racine du sous-graphe auquel ils appartiennent, suivant le cas.

³ Ainsi, une simulation d'un an sur notre bassin d'application conduisait à une erreur dans le bilan de masse de 0.02% par rapport au volume d'eau présent sur le bassin.

**Partie IV : MISE EN ŒUVRE D'ANTHROPOG.
APPLICATION AU SOUS BASSIN DE KERVIDY**

Table des matières de la Partie IV

INTRODUCTION	5
I. Analyse de terrain	5
II. Mise en œuvre d'Anthropog. Calage	6
III. Etude de sensibilité	6
Chapitre 1 : ANALYSE DE TERRAIN ET STATISTIQUES SUR LE RÉSEAU ANTHROPIQUE	7
Introduction	7
Mise en œuvre du module d'analyse de terrain d'Anthropog	8
Statistiques sur le maillage	10
I. Calculs effectués	10
I.1. Remarques	10
II. Comparaison entre les différents maillages	12
Statistiques sur le réseau	15
I. Analyse des distributions relatives au réseau anthropique	16
I.1. Distribution des pentes	16
I.2. Distribution des inclinaisons par rapport à la ligne de plus grande pente	18
I.3. Distribution des aires drainées latérales	19
I.4. Distribution des aires totales transitant dans le brin	22
II. Prise en compte de deux variables simultanément	22
Conclusion	23
Chapitre 2 : APPLICATION DU MODULE HYDROLOGIQUE D'ANTHROPOG. CALAGE	25
Introduction	25
Choix des paramètres utilisés	26
I. Développements de profil et caractéristiques hydro-dynamiques	26
I.1. Développements de profil	26
I.2. Caractéristiques hydrodynamiques des horizons.	27
II. Occupation des sols. Paramètres d'évapotranspiration	33
III. Rugosité de surface	34
IV. Préparation des données climatiques	34
V. Choix relatifs au réseau anthropique	35
Application du modèle Topog original.	36
Prise en compte du réseau anthropique. Application d'Anthropog	37
I. Calage	37
I.1. Démarche adoptée	37
I.2. Application d'Anthropog	39
II. Fin du calage. Etude de sensibilité	49
II.1. Paramètres testés	50
II.2. Influence du coefficient de Manning	53
II.3. Caractéristiques de la couche drainante	56
II.4. Augmentation de la conductivité latérale de l'horizon labouré	56
II.5. Influence de la fonction décrivant l'évolution de la conductivité hydraulique avec la saturation	57
II.6. Influence du drainage	57
II.7. Caractéristiques du réseau anthropique	58

II.8. Influence du réseau anthropique. Influence du maillage utilisé : maillage Topog / maillage Anthropog _____	60
Conclusion _____	61
I. <i>Résultats des simulations</i> _____	61
II. <i>Méthodologie. Améliorations à apporter à Topog et Anthropog</i> _____	63
CONCLUSION _____	1
I. <i>Analyse de terrain</i> _____	1
II. <i>Application du module hydrologique.</i> _____	2
II.1. <i>Avantages et limites d'Anthropog</i> _____	2
II.2. <i>Adéquation des données à la démarche de modélisation</i> _____	3

Table des figures de la Partie IV

Chapitre 1

<i>Figure 1 : Sous bassin de Kervidy. Maillage Topog et répartition des pentes</i>	9
<i>Figure 2 : Maille triangulaire, maille à 5 cotés, maille en zone plate.</i>	10
<i>Figure 3 : Maille sous-tendue par un brin</i>	11
<i>Figure 4 : Rapport largeur calculée par $\text{coupl_topol} / (\text{surface}/\text{longueur})$</i>	11
<i>Figure 5 : Distribution des pentes, longueurs et surfaces de mailles</i>	13
<i>Figure 6 : Distributions "simple" et cumulée de l'indice de Beven</i>	15
<i>Figure 7 : Distribution des pentes des différents types de brins</i>	17
<i>Figure 8 : Calcul de l'inclinaison d'un brin par rapport à la ligne de plus grande pente.</i>	18
<i>Figure 9 : Distribution des inclinaisons des brins par rapport à la ligne de plus grande pente.</i>	19
<i>Figure 10 : Brin du réseau hydrographique en bordure de parcelle.</i>	19
<i>Figure 11 : Distribution des aires drainées latéralement par les brins.</i>	20
<i>Figure 12 : Aire drainée latéralement par chaque brin. Réseau définitif</i>	21
<i>Figure 13 : Aire drainée totale transitant dans un brin. Réseau définitif.</i>	22

Chapitre 2

<i>Figure 1 : Distribution des développements de profil utilisée pour la modélisation hydrologique.</i>	27
<i>Figure 2 : Teneur en eau pour différents échantillons expérimentaux (Widiatmaka, 1994), et courbe de Van Genuchten, calée sur ces données.</i>	29
<i>Figure 3 : Différentes courbes de conductivité en fonction de la saturation. Horizon Sal.</i>	30
<i>Figure 4 : Evolution de la charge hydraulique et de la teneur en eau.</i>	31
<i>Figure 5 : Exemple d'évolution des variables climatiques au cours de la journée.</i>	35
<i>Figure 6 : Sol de 10 m de profondeur. Développement de profil « Sol brun »</i>	41
<i>Figure 7 : Sol de 3 m de profondeur. Développement de profil "Sol brun"</i>	42
<i>Figure 8 : Chroniques observée et simulée. Mai à juin 1994</i>	44
<i>Figure 9 : Comparaison des simulations avec des sols de trois et dix mètres de profondeur. Novembre à décembre 1994</i>	46
<i>Figure 10 : Evolution des stocks en eau sur un bassin aux sols de 6.50 et 10 mètres</i>	47
<i>Figure 11 : Courbe de rétention et de conductivité hydraulique des horizons L, CG et HS-Cg.</i>	48
<i>Figure 12 : Cumul des lames précipitées ou écoulées, par période de 50 jours. Année 1994</i>	48
<i>Figure 13 : Chronique des débits observé et simulé. Jours 300 à 365 / 336 à 344 / 360 à 365.</i>	52
<i>Figure 14 : Débits observé et simulés. Lames ruisselées simulées, pour différents coefficients de Manning.</i>	53
<i>Figure 15 : Chroniques de débit observé et simulés (pour Manning = 0.1, 1 et 10) des jours 360 à 365.</i>	54
<i>Figure 16 : Hauteurs résiduelles aux jours 362.5 et 364</i>	55
<i>Figure 17 : Comparaison des débits observés et simulés. Comparaison des lames drainée et ruisselée</i>	56
<i>Figure 18 : Evolution de la conductivité des horizons L et BT, pour $x = 1$ et 4</i>	57
<i>Figure 19 : Débits observé et simulés. Lames ruisselées. Jours 340 à 344</i>	58
<i>Figure 20 : Débits observé et simulés, pour différentes caractéristiques du réseau anthropique.</i>	59
<i>Figure 21 : Simulation avec et sans réseau anthropique.</i>	61

INTRODUCTION

Dans cette partie, nous mettons en œuvre le programme Topog, modifié afin de prendre en compte l'influence du réseau anthropique sur les écoulements : Anthropog. Cette mise en œuvre est effectuée sur le sous-bassin amont de 5 km² du bassin versant du Coët-Dan, que nous avons présenté dans la deuxième partie du mémoire : le sous bassin de Kervidy. Comme nous l'avons déjà justifié, nous nous sommes limités à ce sous-bassin, d'une part parce que les données y sont plus nombreuses que sur l'ensemble du bassin, d'autre part parce que sa superficie moindre permet de limiter le nombre d'éléments dans le maillage que construit Topog pour représenter le bassin, et donc les temps de calcul, qui restent malgré tout conséquents.

I. Analyse de terrain

Dans un premier temps, nous présentons l'analyse topographique menée sur le bassin versant : la mise en œuvre d'Anthropog commence en effet par la construction du maillage par lequel il représente le bassin, et qui sous tend ensuite tous les calculs hydrologiques. Cette étape permet de déterminer la répartition spatiale des principales caractéristiques topographiques du terrain : pente, concavité, azimut, aire drainée par chaque élément... et d'identifier les connexions hydrologiques entre les éléments du maillage. La version modifiée de Topog que nous mettons en œuvre prend en compte le réseau anthropique et le réseau hydrographique : outre les caractéristiques énoncées plus haut, nous connaissons donc à ce stade les caractéristiques géométriques des éléments des réseaux anthropique et hydrographique (pente, inclinaison par rapport à la ligne de plus grande pente, longueur...), ainsi que leurs connexions hydrologiques avec les éléments du bassin (maille, autre élément du réseau anthropique, ou élément du réseau hydrographique). La connaissance de ces connexions permet de déterminer les aires drainées par ces éléments, et de juger des modifications qu'elles impliquent pour les connexions « standard » entre les mailles, telles que Topog les déterminait avant prise en compte des linéaires anthropiques.

Ce traitement a été effectué avant la programmation de la partie hydrologique d'Anthropog, et a donné lieu à une analyse statistique sur les diverses caractéristiques déterminées pour les éléments du réseau anthropique. Nous espérions en effet qu'émergeraient plusieurs classes d'éléments (soit au niveau de leurs caractéristiques géométriques, soit au niveau de variables comme l'aire drainée par ces éléments), qui auraient permis de dépasser la recherche bibliographique effectuée dans la première partie, et d'élaborer une typologie des linéaires anthropiques quant à leur position dans le bassin, et leur influence probable sur les écoulements. Cette typologie aurait permis de guider l'acquisition d'ordres de grandeur quant à leur fonctionnement hydrologique, soit par des simulations, soit par des observations ou expériences de terrain. La programmation en aurait été simplifiée, ou tout au moins mieux cadrée dans le des paramètres à utiliser.

Une telle typologie n'a malheureusement pu être construite, les éléments du réseau anthropique ne présentant pas de distribution assez typée, au moins pour les variables et corrélations traitées.

II. Mise en œuvre d'Anthropog. Calage

Viennent ensuite le choix des paramètres choisis pour la mise en œuvre d'Anthropog sur le bassin de Kervidy, puis l'application du modèle hydrologique à proprement parler. Celle-ci a donné lieu à une phase de calage, en se basant sur les données hydrologiques consolidées dans la deuxième partie. En effet, malgré la complexité du modèle et son aspect mécaniste, nombre de paramètres ne peuvent être mesurés sur le terrain (Cf. Partie I, Chapitre 3). Notamment, les caractéristiques de la couche des schistes altérés (conductivité et épaisseur) conditionnent fortement les volumes globaux d'écoulement sur le bassin, et ont donné lieu à des tâtonnements. A ce stade, plusieurs jeux de paramètres conduisent à des simulations équivalentes en termes d'efficacité¹ pour la restitution des débits.

III. Etude de sensibilité

Une fois déterminé un jeu de paramètres conduisant à un fonctionnement qui nous semble raisonnable pour le bassin, compte tenu des données disponibles, nous avons mené une étude de sensibilité, afin d'estimer l'aptitude du modèle à représenter différentes gammes de processus dominants. Cette étude s'est avérée satisfaisante, dans la mesure où le modèle est assez souple pour représenter différents types de fonctionnement pour le bassin, en termes d'importance relative des différentes composantes de l'écoulement, et plus particulièrement de l'influence du réseau anthropique sur la réponse hydrologique du bassin. Seules manquent les données pour valider tel ou tel jeu de paramètres ...

¹ Au sens du critère de Nash, qui quantifie l'écart d'un chronique simulée à la chronique observée.

Chapitre 1 : ANALYSE DE TERRAIN ET STATISTIQUES SUR LE RÉSEAU ANTHROPIQUE

Introduction

Ce chapitre aborde la mise en œuvre de la partie « Analyse de terrain » de l'ensemble Anthropog. Ce module a été appliqué au sous bassin de Kervidy du bassin du Coët-Dan, à Naizin. Quelques statistiques ont ensuite été effectuées, d'une part sur les caractéristiques du maillage servant à décrire le bassin, d'autre part sur les caractéristiques du réseau anthropique.

- Pour le maillage, l'analyse a été menée successivement sur le maillage Topog "standard"¹, sur le maillage obtenu après le couplage avec le réseau IGN, et enfin sur le maillage obtenu après le couplage avec le réseau utilisé pour la modélisation hydrologique qui suivra (c'est à dire, pour ce qui concerne les fossés, essentiellement le réseau de fossés fourni par le Cemagref de Rennes - Voir Partie II, chapitre 1-).
- Pour le réseau, les statistiques ont été effectuées pour ces deux réseaux : celui issu de la carte IGN, et celui utilisé ensuite pour les modélisations hydrologiques.

Ces statistiques avaient pour but :

- d'une part de quantifier les modifications apportées au maillage Topog par le couplage avec le réseau anthropique au niveau des caractéristiques purement géométriques, mais aussi au niveau de critères comme l'aire drainée amont, ou l'indice topographique de Beven (Saulnier, 1996) qui fournit des indications sur la propension d'une zone à être saturée par affleurement de la nappe,
- d'autre part de caractériser le réseau anthropique, là aussi à la fois au niveau de ses caractéristiques géométriques et au niveau de critères comme l'aire amont interceptée par ses éléments, ou les débits qui y transitent (en se basant sur l'aire drainée au niveau de ces brins).

A ce niveau, comme nous l'avons souligné dans l'introduction, nous espérons pouvoir élaborer une typologie des éléments du réseau anthropique basée sur les critères énumérés. En effet, si une corrélation forte entre plusieurs critères était apparue, par exemple la nature d'un brin (talus, fossé, route), sa pente, son aire drainée, cela aurait permis de limiter ensuite l'étude du comportement hydrologique des éléments du réseau anthropique et sa représentation dans un modèle hydrologique à quelques cas type. Si certains brins étaient implantés avec une volonté de la part de l'agriculteur de leur attribuer un rôle sur les écoulements, soit de transfert, soit au contraire de ralentissement et de réinfiltration des écoulements, on peut penser que cela les distinguerait d'autres brins sans vocation de cette sorte, par des caractéristiques comme leur inclinaison par rapport à la ligne de plus grande pente,

¹ Standard au sens que l'on ne tient pas compte du réseau anthropique : le maillage obtenu est donc analogue à celui qu'aurait construit le modèle Topog non modifié.

et/ou l'aire amont qu'ils interceptent. Il semblerait également naturel dans ce cas que les talus n'aient globalement pas les mêmes caractéristiques que les fossés ou que les routes. Nous verrons toutefois que cette démarche n'a pas abouti, et n'a pas permis de combler la lacune laissée par la recherche bibliographique menée sur le bocage (Partie I, Chapitre 3).

L'analyse statistique a été menée à la fois sur le réseau "IGN" et le réseau « définitif », afin de comparer les critères obtenus pour les deux réseaux, et de juger si une évolution est notable entre les deux. On pourrait supposer par exemple en effet que le remembrement, qui a eu lieu entre les deux périodes auxquelles correspondent ces réseaux, a essentiellement préservé les fossés au rôle de transfert. Là encore, on verra que rien de très significatif n'a été mis en évidence, mais nous ne pouvons pas réellement trancher : l'essentiel du remembrement a eu lieu dans les années 1975, c'est à dire antérieurement aux périodes étudiées.

Mise en œuvre du module d'analyse de terrain d'Anthropog

Nous ne détaillerons pas la mise en œuvre de ce module, dont les principales étapes ont été détaillées au moment de la présentation de Topog, puis de la programmation du couplage géométrique et topologique du réseau anthropique et du maillage Topog. Nous donnons simplement les principaux choix effectués à chaque étape de la construction du maillage initial sur Kervidy, afin de donner une idée des paramètres à utiliser et quelques ordres de grandeur. Le couplage avec le réseau anthropique a quant à lui été effectué avec les valeurs seuil regroupées dans l'annexe 4 présentant la notice du programme de couplage.

★ La partie de la carte IGN recouvrant le bassin étudié a été numérisée à la main. Nous avons saisi une région dépassant largement le bassin (d'un kilomètre environ dans chaque direction). La première phase du module d'analyse de terrain passe en effet par la construction d'une grille carrée s'appuyant sur une interpolation par des courbes splines : pour éviter des oscillations factices du terrain, il est préférable de disposer de la topographie sur une zone plus vaste que celle étudiée. L'équidistance des courbes sur cette carte est de 5 mètres, 2.50 mètres dans les zones plates. Nous avons par ailleurs saisi également tous les points cotés existants, ainsi que le tracé du réseau hydrographique. Nous considérons que quand bien même la numérisation manuelle de la carte IGN que nous avons effectuée n'est pas parfaite, elle suffira à construire une représentation cohérente du bassin, respectant globalement la réalité des directions d'écoulement.

Signalons l'existence d'un modèle numérique de terrain Erdas, avec une résolution de 20 mètres : nous ne l'avons pas utilisé car il conduisait à un ruisseau situé à 50 ou 100 mètres du fond de talweg ...

★ L'étape suivante est donc la construction d'une grille carrée correspondant à un MNT « normal » : nous avons choisi une résolution de 10 mètres. Cette phase demande de choisir l'écart que l'on admet entre les points de donnée et les points construits par le programme : on choisit ici une erreur nulle, dans la mesure où le modèle parvient sans problème à respecter les données sans conduire à des courbes trop contraintes.

★ Le programme construit ensuite à partir de cette grille carrée de nouvelles lignes de niveau, dont nous devons choisir l'espacement, que nous prenons égal à deux mètres entre 94 et 130 mètres d'altitude, et de un mètre au dessus (de 130 à 136 mètres). Il s'agit à ce niveau des plateaux de haut de bassin, aux pentes très peu marquées. Il faut également choisir l'espacement entre les points décrivant ces lignes de niveau, que nous prenons approximativement égal à 12 mètres.

★ Enfin, il faut indiquer au programme la succession des points hauts et points selle formant, avec deux points proches de l'exutoire du bassin, la frontière hydrologique de ce dernier. Cette étape oblige à déformer quelque peu la réalité, puisque Topog n'accepte comme points hauts ou points selle que des points ayant une altitude égale à [celle de la courbe de niveau immédiatement au dessous du point + la

moitié de l'équidistance des courbes]. Or la réalité n'a aucune raison de se plier à ces règles... Le programme construit à partir de ces données la frontière du bassin, en traçant des perpendiculaires aux courbes de niveau qu'elle traverse pour aller d'un point de données à l'autre. Cette étape conduit parfois à des résultats surprenants, la frontière déterminée par le programme allant quelquefois s'appuyer sur des courbes de niveau qui ne la concernent en rien. Dans ce cas, l'étape ultérieure de détermination des trajectoires d'écoulement, qui conduit finalement au maillage décrivant le bassin, ne peut aboutir. Il a donc fallu déplacer parfois les points haut et points selle par rapport à leur position réelle pour contraindre la frontière du bassin à adopter un trajet réaliste. Nous avons toutefois considéré que cette déformation n'influe que sur le haut du bassin, où les écoulements ne sont pas encore constitués, et que le biais introduit dans les simulations hydrologiques était négligeable.

★ Une fois cette frontière déterminée et l'écart moyen entre les trajectoires d'écoulement fixé (ici à 60 mètres), le programme peut construire le maillage final, et déterminer les connexions entre les mailles. On aboutit à ce stade à un maillage de 1781 mailles, pour fixer les idées.

★ Nous pouvons alors appliquer le module de couplage géométrique et topologique avec le réseau anthropique, tel que nous l'avons présenté dans la troisième partie. Cette étape, pour le réseau définitif, augmente le nombre de mailles pour le porter à 2608, et les 86 brins saisis sont scindés de telle sorte qu'on aboutit à 196 brins (226 en tenant compte des biefs ruisseau).

La figure 1 montre le maillage auquel on aboutit, ainsi que la répartition des pentes sur le bassin :

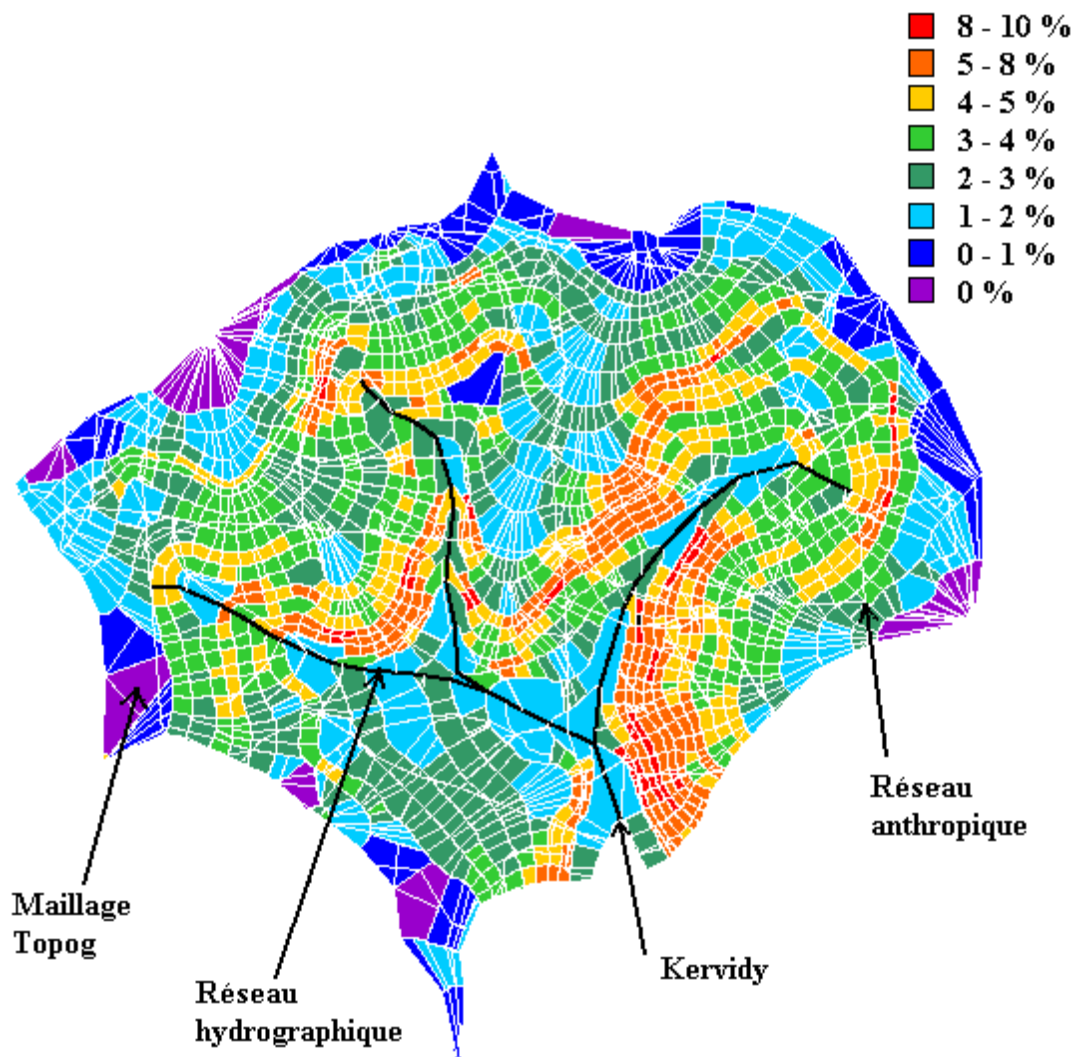


Figure 1 : Sous bassin de Kervidy. Maillage Topog et répartition des pentes

Ces traitements effectués, nous pouvons passer aux statistiques sur les caractéristiques des différents maillages et réseaux anthropiques que nous considérons.

Statistiques sur le maillage

I. Calculs effectués

Pour chaque maillage (original, issu du couplage avec le réseau anthropique de la carte IGN - appelé « maillage IGN » - et issu du réseau utilisé pour la modélisation hydrologique - appelé « maillage définitif » -), on calcule les distributions suivantes :

1. pente des mailles
2. surface de mailles
3. longueur de mailles.
4. aire drainée par les mailles / largeur de maille.
5. indice topographique de Beven : $\ln[(\text{aire drainée}/\text{largeur})/\text{pente de la maille}]$
6. distribution cumulée de cet indice

Les trois premières distributions sont pondérées par la surface des mailles, puisqu'on représente le pourcentage du bassin affecté de telle valeur. Pour les trois dernières, relatives aux aires drainées, le choix est moins trivial : dans les MNT habituellement utilisés, au maillage carré régulier, il revient au même de pondérer les distributions par le nombre de mailles, leur largeur, leur surface, puisque ces valeurs sont égales pour toutes les mailles. Ici, il n'en est plus de même ; il semble plus pertinent d'utiliser des pondérations par la surface, mais nous avons utilisé en parallèle une pondération par le nombre de mailles, afin de juger si les résultats sont notablement différents. Les grandes mailles sont en effet essentiellement situées dans les zones plates : fond de talweg et plateau de haut de versant, ce qui peut biaiser les distributions

I.1. Remarques

1 - Dans la version initiale de Topog, où les mailles ont des formes proches de trapèzes, la largeur des mailles est calculée comme le rapport des surfaces par la longueur des mailles. Dans la nouvelle version, où l'on prend en compte le réseau anthropique, les mailles issues d'autres mailles scindées par le passage d'un brin sont souvent d'une forme fort éloignée de celle d'un trapèze ; cette différence est également marquée dans les zones plates.

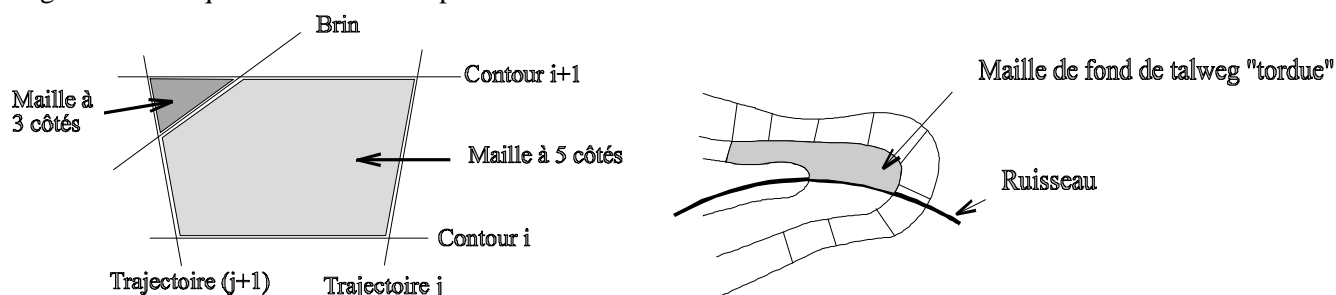


Figure 2 : Maille triangulaire, maille à 5 cotés, maille en zone plate.

De plus, la largeur à prendre en compte dans le transfert des écoulements² pour ces mailles aux écoulements perturbés par le passage d'un brin n'apparaît parfois pas clairement :

² On rappelle que pour un écoulement saturé, le débit sortant de la maille est égal au [gradient hydraulique***largeur***hauteur saturée*conductivité hydraulique].

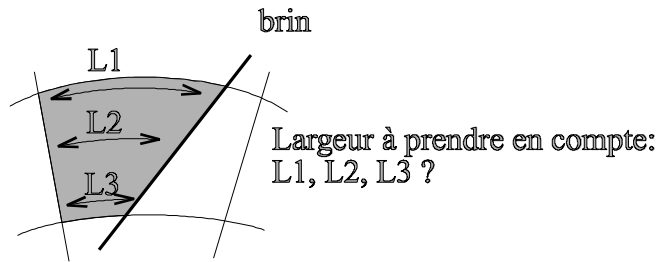


Figure 3 : Maille sous-tendue par un brin

Pour tenir compte de ces modifications et supprimer au moins en moyenne le biais dû aux traversées de mailles par des brins, on avait pensé dans un premier temps calculer au cas par cas la largeur de la maille à mi-hauteur., en fonction de la position du brin par rapport à la maille (Cf notice de Coupl_Topol). Si on compare alors ces largeurs calculées avec la largeur obtenue par le rapport (surface/longueur), c'est à dire la "largeur Topog", la différence est quelquefois importante. Or une valeur correcte de cette largeur est primordiale, d'une part pour calculer les critères statistiques tels que la [surface drainée/largeur de maille], ou l'indice de Beven, mais surtout parce que dans Topog, le débit sortant d'une maille est directement proportionnel à sa largeur. L'examen des cas où ces deux largeurs sont notablement différentes montre qu'il s'agit non pas d'une configuration particulière maille/brin pour laquelle il y aurait eu une erreur de programmation, mais de cas divers, soit parce que la maille issue d'une scission est de surface très faible, soit parce que la longueur calculée au moment du couplage réseau/maillage est très faible compte tenu de la forme de la maille.

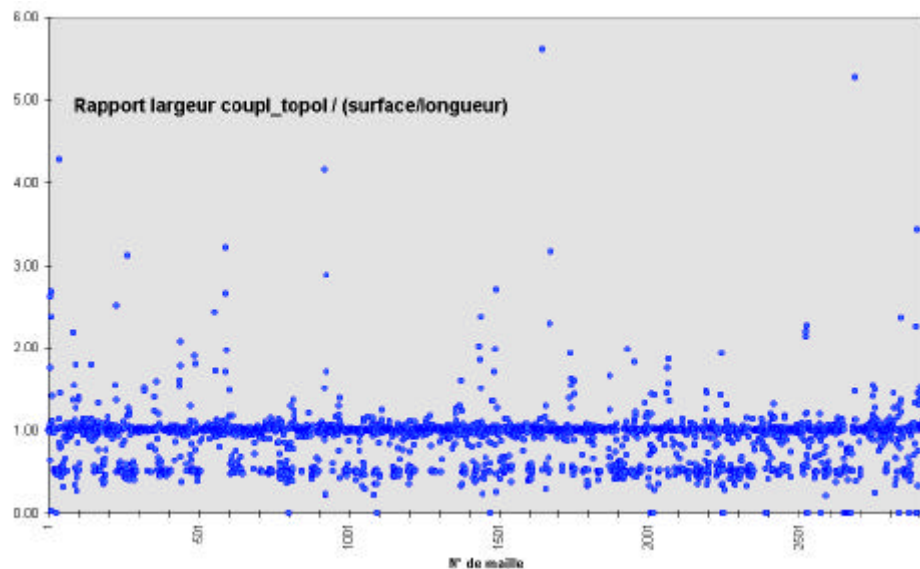


Figure 4 : Rapport largeur calculée par coupl_topol / (surface/longueur)

⇒ Nous avons donc décidé :

- de prendre comme longueur de maille la distance entre le milieu de l'arête haute de la maille et le milieu de son arête basse, et non plus celle qui était calculée au cas par cas au moment où l'on déterminait le périmètre des mailles issues d'une scission (dont on en se sert plus que dans les calculs propres au programme de couplage).

Cette solution a l'immense avantage de ne jamais conduire à une longueur nulle, et donc à une largeur infinie par le rapport surface/longueur. Cette longueur est également utilisée dans le programme hydrologique à proprement parler, puisqu'au niveau du calcul du ruissellement par le schéma de l'onde cinématique, on ajuste le pas de temps de calcul de telle façon que le ruissellement ne puisse parcourir plus d'une maille en un pas de temps. On conçoit donc que des mailles indûment courtes puissent conduire à des simulations très longues.

- de prendre comme largeur de maille dans les calculs la moyenne arithmétique³ de la largeur calculée dans le module de couplage, et du rapport (surface/longueur) qu'utilise habituellement Topog (pour la longueur déterminée comme à l'alinéa précédent).

Nous sommes conscients que cette succession de choix est assez arbitraire ; elle nous semble justifiée par le fait qu'en moyenne, elle entraîne sans doute peu de biais dans l'évaluation de la largeur ou de la longueur de maille, donc dans les simulations hydrologiques qui suivent.

2 - Quelques mailles du maillage IGN ou définitif ont des aires drainées, et/ou des aires drainées par largeur de maille très élevées (et conséquemment des indices topographiques très élevés). Pour la plupart, cela vient du fait qu'il s'agit de mailles exutoires de brin, ou de mailles se trouvant à l'aval de telles mailles. On peut craindre que cela ne pose des problèmes pour Topog lors de la modélisation, en créant des discontinuités importantes entre les mailles, et en induisant des apports d'eau plus élevés aux mailles qu'elles ne peuvent le supporter. Il faudra donc surveiller ces mailles au cours des simulations hydrologiques, et répartir différemment les flux qu'on leur affecte si cela conduit à un engorgement peu réaliste.

II. Comparaison entre les différents maillages

De façon générale, le réseau définitif étant moins dense que le réseau IGN, les caractéristiques du maillage relatif à ce réseau sont intermédiaires entre celles du maillage "IGN" et celles du maillage "original". Nous ne commenterons donc que les écarts entre les maillages original et IGN, les commentaires restant valables, mais de façon un peu moins marquée, pour le maillage définitif. Les histogrammes relatifs aux différentes variables étudiées sont représentés sur la figure 5 de la page suivante.

1 - Fort heureusement, on trouve la même distribution de pentes avant qu'après couplage. Ceci est normal compte tenu de la pondération en surface et non en nombre de mailles.

	Original		IGN		Définitif	
	Moyenne	<i>Ecartype</i>	Moyenne	<i>Ecartype</i>	Moyenne	<i>Ecartype</i>
Surface	2838.6	2666.7	1760.2	1843.2	1938.4	1872.5
Pente	3.5	1.8	3.4	1.8	3.4	1.8
Longueur	71.0	70.2	50.7	39.5	54.5	40.5
Largeur	43.6	20.9	34.3	22.1	35.8	21.4
A_drainée/Larg	343.1	433.6	233.1	849.1	238.3	868.8
Indice topo	9.1	0.9	8.2	1.3	8.4	1.3

Tableau 1 : Moyennes et écart type des caractéristiques des mailles.

2 - Les surfaces et longueurs du nouveau maillage sont tirées vers les faibles valeurs : on peut craindre que ceci ne modifie les résultats de Topog, sans même considérer l'influence propre du réseau anthropique.

³ Le choix de la moyenne arithmétique plutôt que géométrique est dû au fait que sauf cas rare, il n'y a guère de différence entre les deux moyennes, et que la première a l'avantage de ne jamais conduire à des valeurs nulles. On décide de prendre une moyenne plutôt que l'une ou l'autre valeur afin de toujours aboutir à des valeurs "raisonnables", limitant les valeurs extrêmes qui pourraient ensuite conduire à des discontinuités dans le calcul hydrologique.

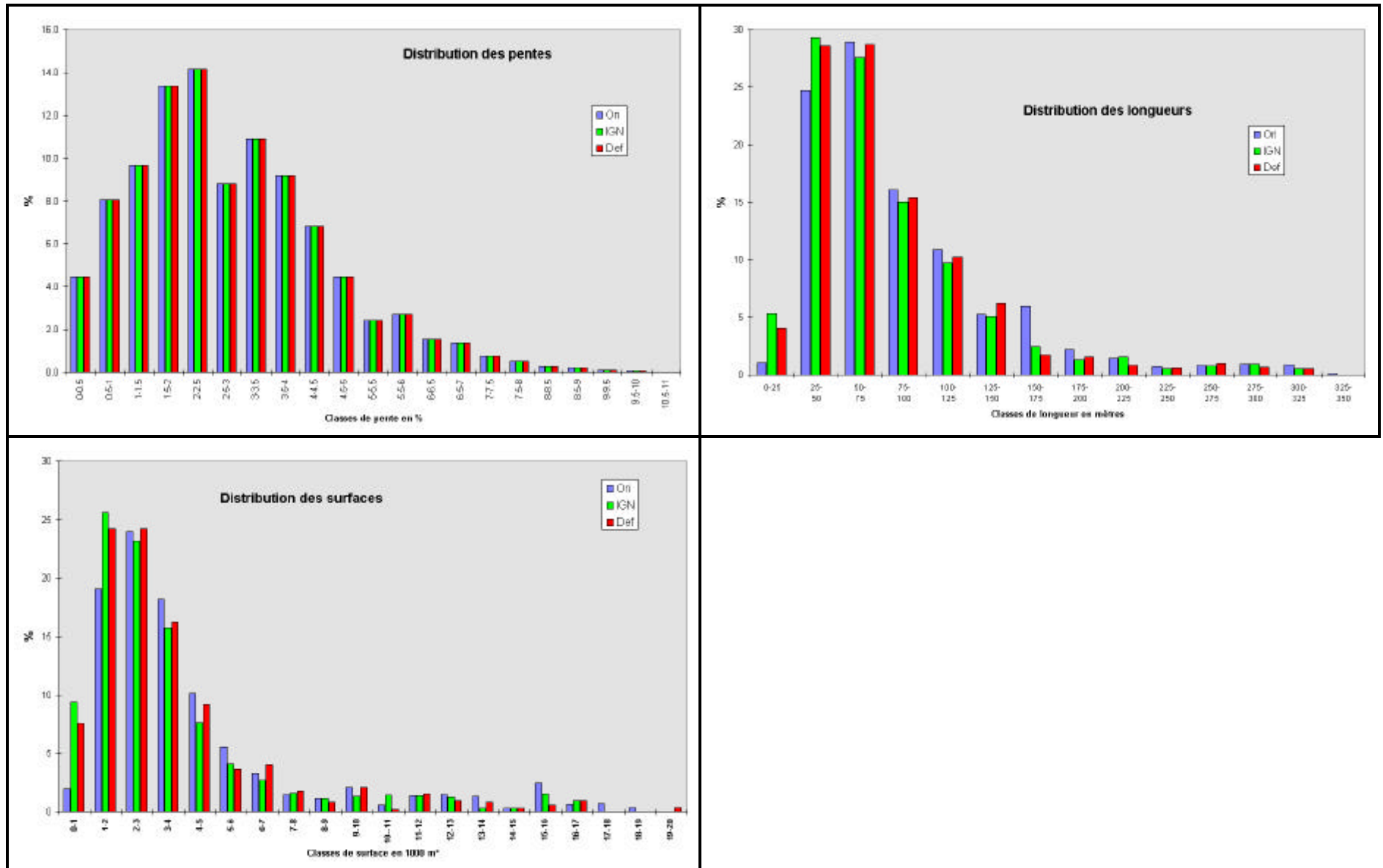


Figure 5 : Distribution des pentes, longueurs et surfaces de mailles

3 - Cette remarque amène d'ailleurs une question plus générale :

- d'une part, le couplage avec le réseau entraîne une modification des valeurs moyennes des longueurs, surfaces et largeurs des mailles, analogue à une augmentation de la résolution. Toutefois, les distributions de ces critères sont plus étalées, puisque certaines mailles plus petites sont encore scindées pour traversée par un brin, alors que certaines grandes mailles sont épargnées.
- d'autre part, le couplage entraîne une modification de la forme même des mailles : les mailles scindées pour passage de brin ne sont plus forcément sub-trapézoïdales, or le schéma de résolution de Topog, qui considère chaque maille comme un volume de contrôle, mais utilise la longueur pour l'évaluation du ruissellement, et la largeur pour le calcul des flux subsurfaciques vers l'aval, s'appuie sur l'hypothèse que la maille est un tronçon de tube de courant.

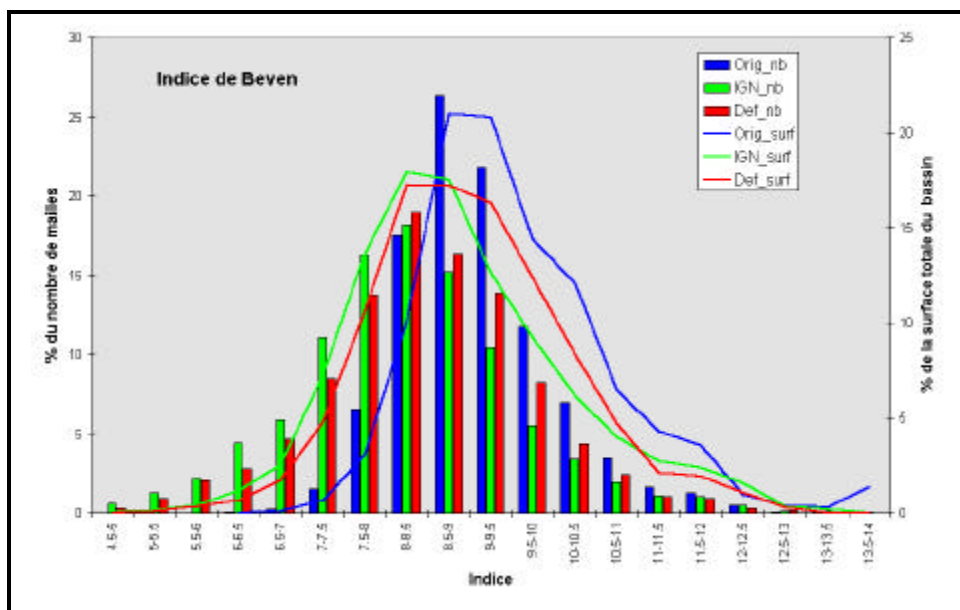
⇒ On peut donc craindre que cette distorsion du maillage, tant au niveau des critères statistiques que de la forme de certaines mailles, n'entraîne une modification des résultats de simulation. Il semble nécessaire de tester l'influence de cette modification du maillage, en ignorant le rôle du réseau anthropique qui y a conduit. Ce point est traité dans le chapitre 2.

Pour faire la part des choses entre les changements entraînés par la modification de la géométrie des mailles et celle issue d'un changement de résolution, il serait également bon de tester l'influence de cette seule résolution. Cela impliquerait toutefois de reprendre entièrement la construction du maillage Topog original (en changeant notamment l'équidistance des courbes de niveau), ce qui est consommateur de temps et n'a pas été effectué.

3 - Tout ce qui est indice topographique et [aire drainée /largeur de maille] est également tiré vers les faibles valeurs (malgré les quelques mailles pour lesquelles cette valeur est très forte). Tout ceci semble normal, compte tenu du fait qu'une bonne partie des aires drainées du maillage original est interceptée par le réseau. En l'absence de prise en compte de réinfiltration depuis les brins du réseau anthropique dans le calcul des aires drainées contributives, il ne pouvait guère en être autrement.

Notons la différence entre la pondération par le nombre de mailles et la pondération par la surface des mailles pour cet indice : il semble que les mailles à indice fort aient plutôt de grandes surfaces. En effet les grandes mailles sont pour beaucoup situées dans les fonds de talweg, où l'aire drainée amont est plus forte, et l'indice de Beven plus élevé.

Un essai de translation de la courbe d'indice cumulé de l'ancien maillage, pour passer vers 0.5 à peu près au même endroit que la nouvelle montre que l'ancienne courbe est plus rapide ; la saturation avec le nouveau maillage serait donc plus progressive.



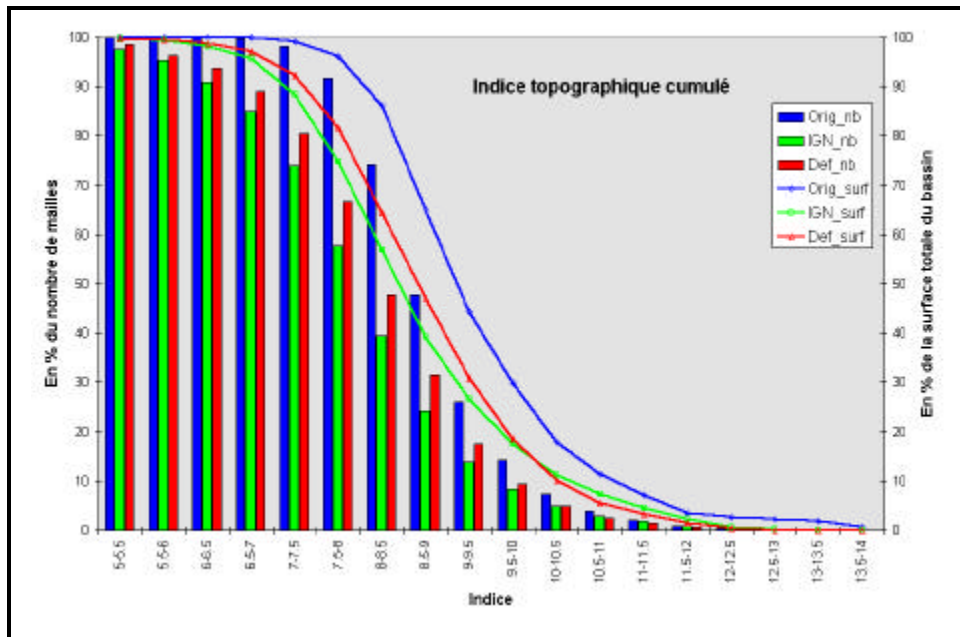


Figure 6 : Distributions "simple" et cumulée de l'indice de Beven

Statistiques sur le réseau

On a calculé, pour le réseau « IGN » et pour le réseau « définitif » les distributions de :

- la pente,
- l'inclinaison par rapport à la ligne de plus grande pente,
- l'aire amont drainée de façon latérale par longueur de brin,
- l'aire totale transitant dans le brin.

Toutes ces distributions ont été pondérées par la longueur des brins, mis à part celle de l'aire totale, simplement calculée sur le nombre de brins.

Nous allons dans un premier temps analyser ces distributions de façon indépendante, puis chercher à trouver des corrélations éventuelles entre les différents critères.

Rappelons (Partie II, chapitre 1) que le réseau dit « IGN » est celui porté sur la carte IGN au 25 000^{ème}, datant de 1975 et révisée en 1985, en partie corrigé par des photographies aériennes de 1993. On a effectué le couplage géométrique et topologique sur ce réseau, ainsi que l'analyse statistique qui suit, afin de juger d'une éventuelle inflexion des distributions des caractéristiques étudiées entre le réseau IGN et le réseau « définitif » : cela revient à essayer de déterminer si le remembrement a supprimé les fossés et talus indifféremment, c'est à dire sans tenir compte de leurs caractéristiques topographiques, ou si ont surtout été préservés une certaine classe d'éléments (caractérisés par une certaine gamme de pente, inclinaison, aire drainée ...)

Le réseau « définitif » comporte les routes, fossés et principaux talus subsistant sur le bassin. Le relevé a été essentiellement effectué par J. Abrassart (Cemagref Rennes). Ce réseau a fait l'objet de deux traitements pour les aires drainées (via le programme `_contrib`) :

- un premier traitement où les fractions se déversant dans les brins au niveau des diffluences sont proportionnelles à la racine carrée des pentes,
- un deuxième traitement où certaines de ces fractions sont corrigées par des observations sur le terrain, quand il est manifeste que la plus grande partie des flux transitant par un fossé se

déverse dans un seul fossé à l'aval et pas dans deux comme le prévoirait _contrib, ne serait ce que parce qu'une buse l'y oblige, par exemple.

Les résultats relatifs au premier traitements sont notés « brut », les autres étant « corrigé ». Les premiers ne correspondent à aucune réalité physique, et on ne les mentionne que pour juger de la nécessité d'effectuer ou non des observations sur le terrain : si les résultats entre les deux traitements s'avèrent quasi équivalents, on peut en faire l'économie.

I. Analyse des distributions relatives au réseau anthropique

en m	Fossés	Routes	Talus	Ruisseaux	Total réseau anthropique	Total anthropique + hydrographique
IGN	11 025	14 923	10 108	4 479	36 056	40 536
Définitif	8 034	13 228	7 055	4 479	28 317	32 797

Tableau 2 : Longueur totale des différents éléments du réseau anthropique et hydrographique (en mètres)

Notons que ces distributions sont légèrement biaisées pour le réseau définitif : les routes bordées de fossés, quand ceux-ci ont été identifiés comme connectés à la rivière dans les quelques jours suivants les événements pluvieux, ont été numérisées en tant que fossés sur la longueur correspondant à la fraction « mouillée » du fossé pendant ces périodes de récession

On voit que le passage du réseau IGN au réseau définitif s'accompagne de la disparition d'environ 30% des fossés et talus. On passe globalement d'une densité de 7.2 km de réseau anthropique au km² (soit 72 m à l'hectare) à 5.6 km/km² (soit 56 m/ha). La prise en compte du réseau anthropique multiplie par huit la longueur de réseau, par rapport à la seule prise en compte du réseau hydrographique.

Pour l'ensemble des distributions qui suivent, on présente à part les résultats relatifs au réseau hydrographique, dont les caractéristiques sont nettement différentes de celles du reste du réseau.

I.1. Distribution des pentes

en %	Fossés	Routes	Talus	Ruisseaux
IGN	1.9	1.8	2.2	1.6
Définitif	2.0	1.8	2.0	1.6

Tableau 3 : Distribution de la pente des brins

Ces résultats appellent relativement peu de commentaires. Le passage du réseau IGN au réseau « définitif » semble s'accompagner d'une disparition des fossés les moins pentus. La moyenne de la pente pourtant évolue peu. Pour les talus et les routes, le passage d'un réseau à l'autre ne s'accompagne pas de la même façon d'un recentrage de la distribution des pentes. Au contraire, le caractère bi-modal de la distribution de la pente des talus s'accroît. Il n'y a pas de différence très marquée entre les différentes sortes de brins, mis à part le réseau hydrographique, pour lequel la moyenne de la pente est plus faible, et dont les brins ont une pente beaucoup plus régulière (essentiellement comprise entre 0.5 et 2 %).

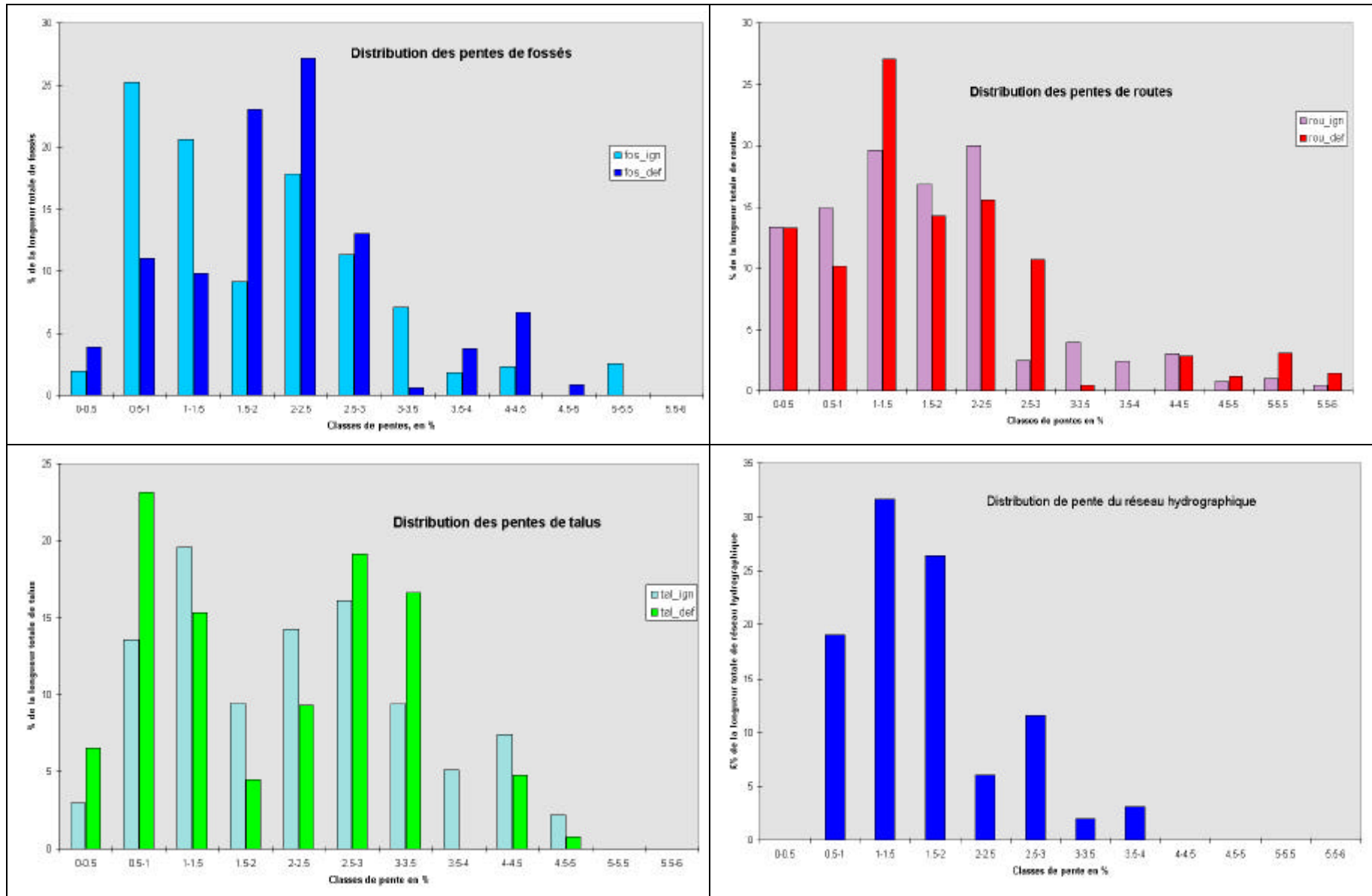


Figure 7 : Distribution des pentes des différents types de brins

I.2. Distribution des inclinaisons par rapport à la ligne de plus grande pente

L'inclinaison des brins par rapport à la ligne de plus grande pente a été calculée de façon détournée : pour chaque segment de chaque brin, on calcule son inclinaison par rapport à la ligne de plus grande pente au vu de sa pente propre et de celle de la maille qu'il traverse. On pondère alors l'inclinaison de chaque segment par sa longueur pour obtenir l'inclinaison moyenne du brin (celle-ci étant elle-même pondérée par la longueur du brin pour l'obtention des distributions présentées ci-dessous).

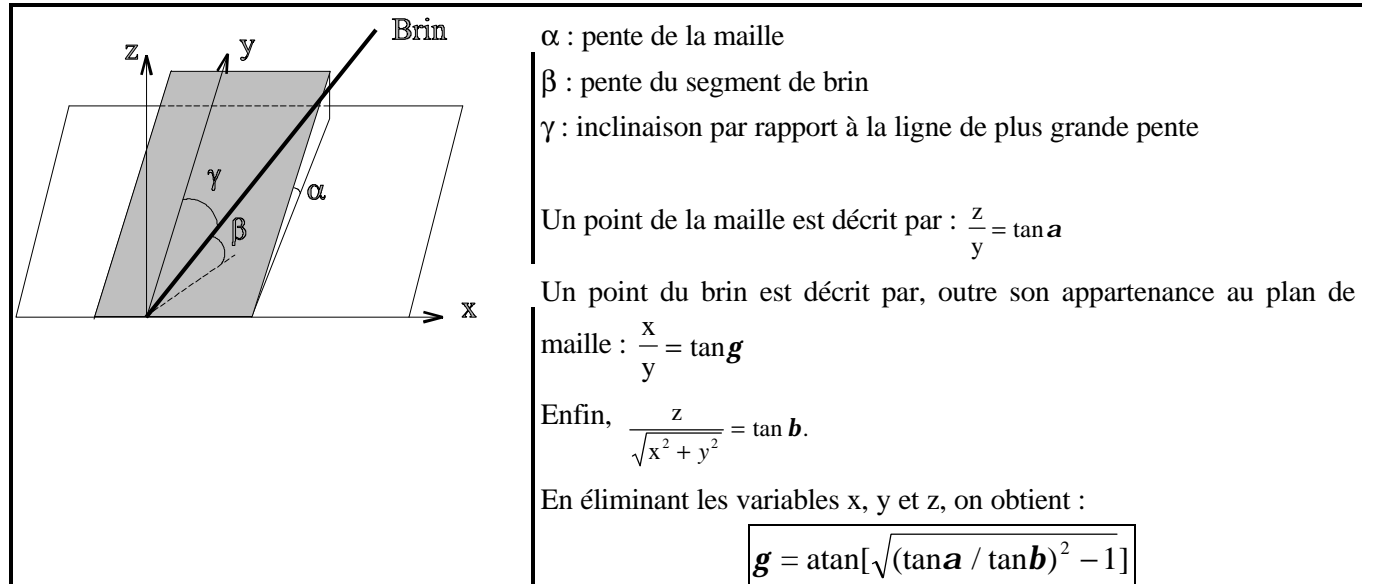


Figure 8 : Calcul de l'inclinaison d'un brin par rapport à la ligne de plus grande pente.

En degré	Fossés	Routes	Talus	Ruisseaux
IGN	46	50	44	45
Définitif	39	49	46	45

Tableau 4 : Distribution de l'inclinaison par rapport à la ligne de plus grande pente

Là encore, le passage du réseau IGN au réseau définitif modifie essentiellement la distribution relative aux fossés, en diminuant la fraction des fossés aux fortes inclinaisons. Ceci est en partie dû au fait qu'étaient classés en fossés pour cette première distribution tout ce qui était linéaire non identifié sur la carte IGN, donc également les chemins, fréquemment situés en courbe de niveau.

Les routes ont une distribution décalée vers les fortes valeurs : comme les chemins, elles suivent souvent les courbes de niveau sur le bassin. Quant aux talus, ils ont une distribution bien centrée, surtout pour le réseau définitif : les champs encore bordés de talus rappellent souvent l'ancienne structure bocagère, et sont le plus souvent orientés de telle façon qu'ils possèdent un coin bas, les limites de champ sont donc assez symétriques par rapport à la ligne de plus grande pente.

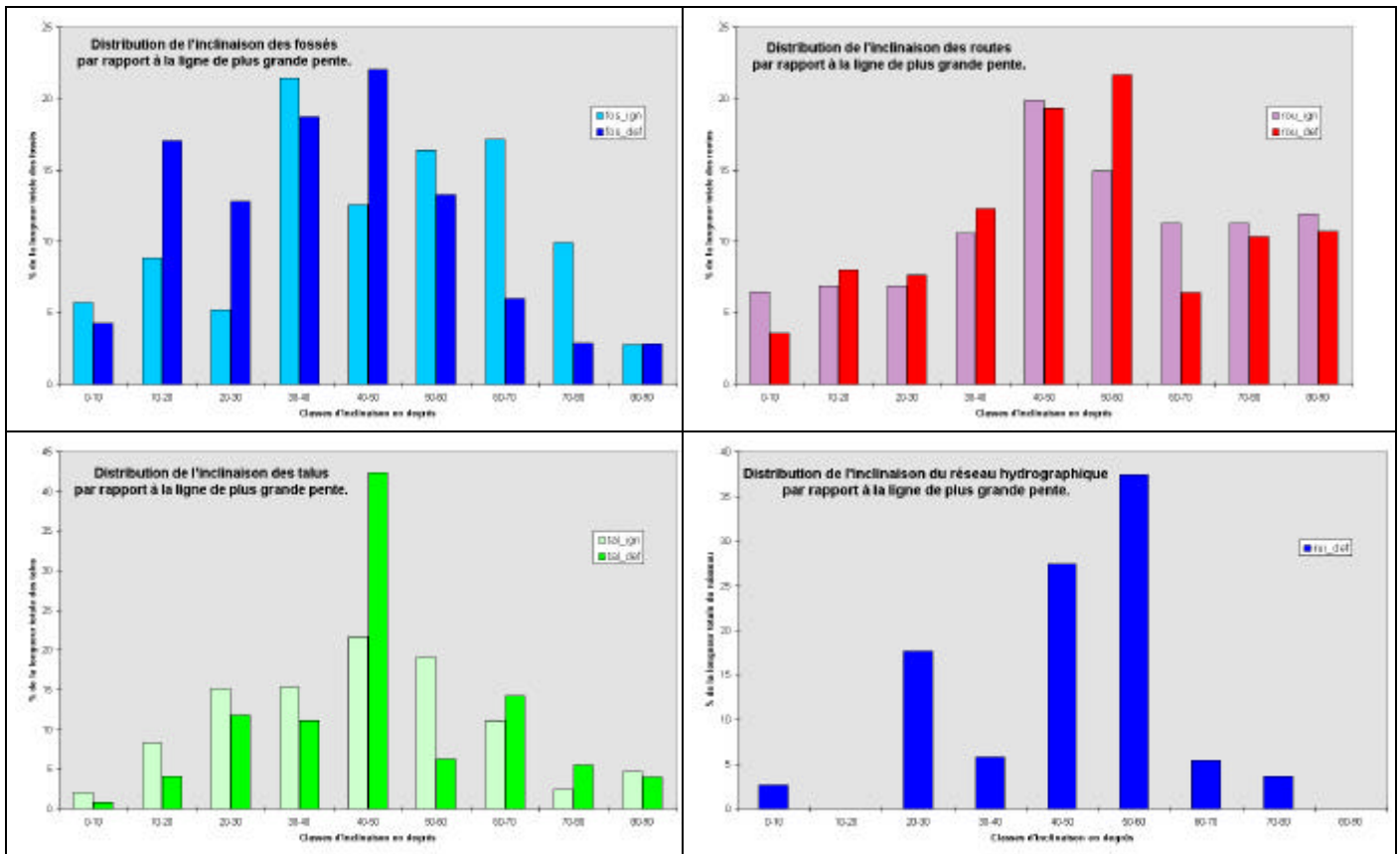


Figure 9 : Distribution des inclinaisons des brins par rapport à la ligne de plus grande pente.

Enfin, on peut noter que le réseau hydrographique a une inclinaison assez forte par rapport à la ligne de plus grande pente, ce qui peut dérouter : en fait, les mailles sur lesquelles sont situés les brins du réseau hydrographiques ont une pente propre qui peut être plus élevée que celle du ruisseau qui les borde, comme l'illustre le schéma suivant :

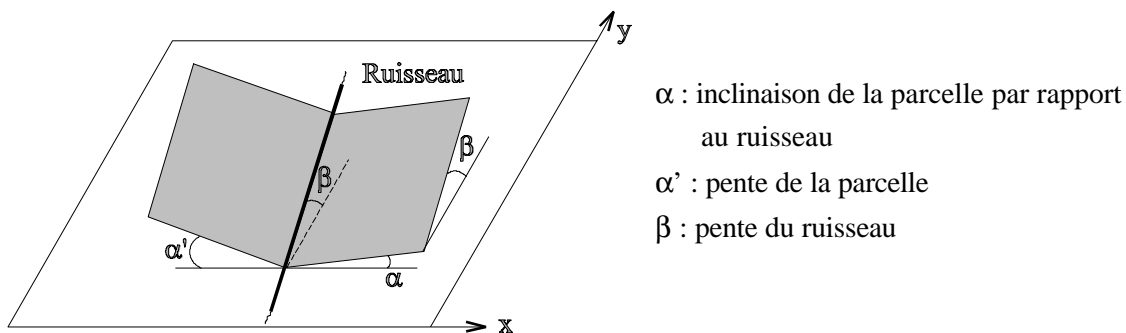


Figure 10 : Brin du réseau hydrographique en bordure de parcelle.

I.3. Distribution des aires drainées latérales

On désigne par « aire drainée latérale » la surface de la partie du bassin situé à l'amont du brin que l'on considère, et qui n'est pas déjà interceptée par un brin situé à l'amont de celui-ci. Elle prend en compte les possibles déversements de brins situés à leur amont (voir notice de _contrib, Partie IV, Chapitre 2). On l'exprime ici en surface drainée par unité de longueur de brin, afin de disposer d'éléments de comparaison entre le réseau IGN et le réseau définitif.

Les histogrammes correspondants sont portés sur la figure 11 de la page qui suit, et le tableau récapitulatif n° 5 à la page suivante.

On a utilisé dans les graphiques la même échelle pour les quatre classes de brins : on voit que les brins du réseau hydrographique ont quelques valeurs beaucoup plus fortes que le reste du réseau.

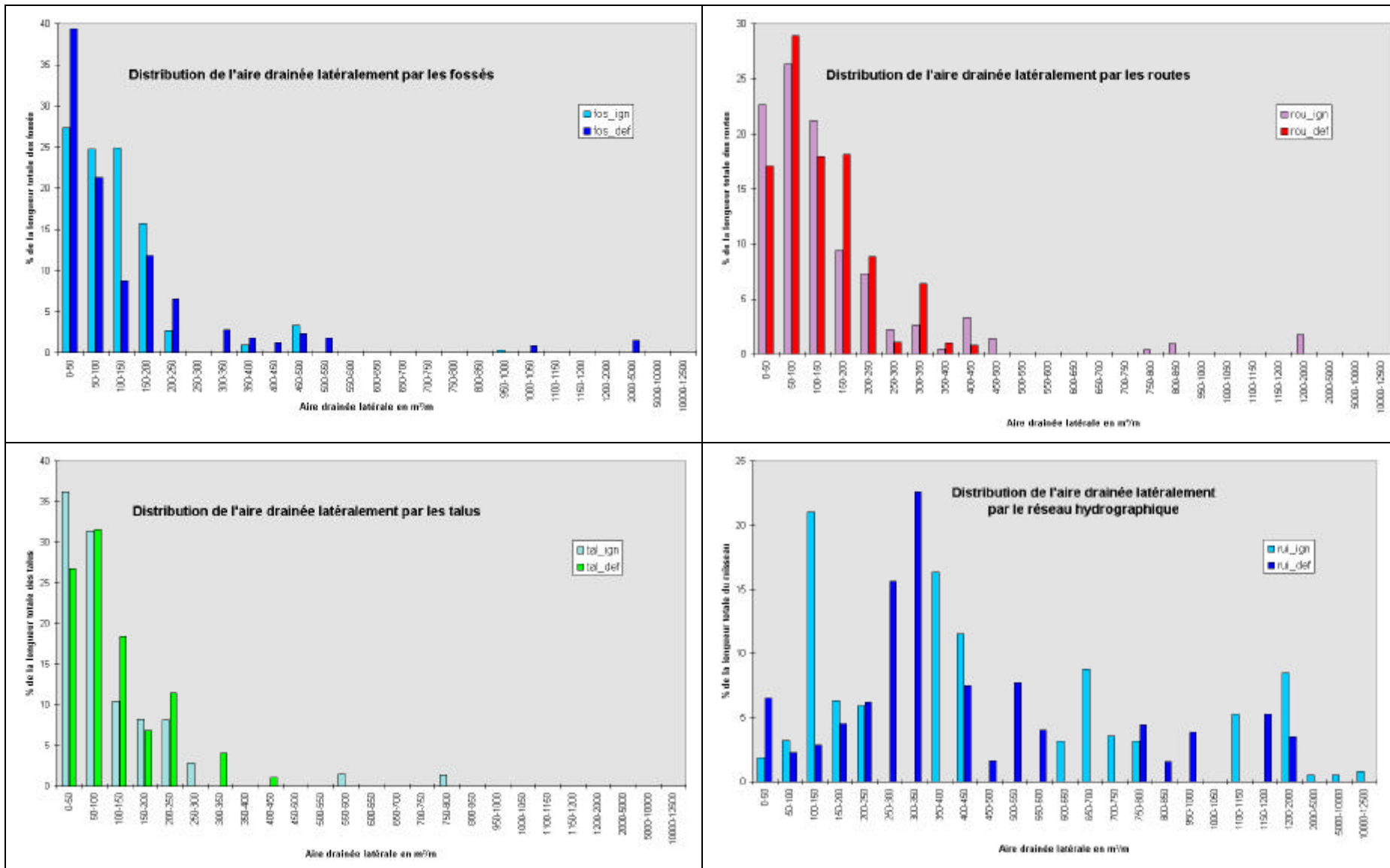


Figure 11 : Distribution des aires drainées latéralement par les brins.

En m ² /m	Fossés	Routes	Talus	Ruisseaux
IGN	124	164	96	1024
Définitif brut	167	130	113	493
Définitif corrigé	191	118	109	454

Tableau 5 : Distribution des aires "latérales" drainées

Les résultats ne sont pas très faciles à interpréter :

- Entre le réseau IGN et le réseau « définitif brut », on note un accroissement de l'aire drainée par les fossés et les talus, et une légère diminution pour les routes. L'accroissement s'explique par la diminution de la longueur totale de fossés et talus, qui entraîne des aires amont plus importantes pour ces brins. Si l'on observe la forme des distributions, il semble que l'augmentation de la moyenne des aires latérales drainées soit entraînée par quelques très fortes valeurs, plutôt que par un décalage régulier de la distribution vers la droite ; ceci est cohérent avec le recentrage des fossés vers les faibles inclinaisons par rapport à la ligne de plus grande pente, qui logiquement entraîne une diminution de l'aire drainée latéralement. Par contre, la longueur de route restant constante, la diminution de l'aire drainée en moyenne par ces brins semble curieuse, et on ne voit guère d'autre explication qu'une efficacité accrue des fossés et talus, préservant les routes d'apports élevés. Rappelons de surcroît qu'on a classé en fossés les bords de route pour lesquelles des connexions au réseau hydrographique ont été observées : cela ne représente pas une grande longueur de brin, mais sans doute de grandes valeurs. Quant au réseau hydrographique, on voit que l'aire drainée latéralement chute de moitié, ce que l'on n'explique là encore que par une efficacité accrue des fossés.
- Les différences entre les aires drainées latéralement pour les brins du réseau définitif avant et après la correction des connexions ayant suivi les observations sur le terrain s'expliquent essentiellement par le fait que le plus souvent, ces modifications ont consisté, au niveau d'intersections de brins, à affecter à un fossé le flux (ou aire drainée) que *_contrib* avait partagé entre le fossé, et la route ou le talus qu'il traversait.
- Globalement, les talus ont une aire drainée latéralement plus faible que les fossés, mais du même ordre de grandeur que les routes, au moins pour le réseau définitif.



Figure 12 : Aire drainée latéralement par chaque brin. Réseau définitif

On a figuré sur la figure 12 la distribution spatiale des aires drainées latéralement par les brins. Outre le réseau hydrographique, un fossé situé en fond de talweg et deux fossés de bord de route drainent des aires importantes⁴.

I.4. Distribution des aires totales transitant dans le brin

En 10 000 m ²	Fossés	Routes	Talus	Ruisseaux
IGN	43	49	39	1334
Définitif brut	90	40	30	1275
Définitif corrigé	91	42	23	1284

Tableau 6 : Distribution des aires "totales" drainées



Figure 13 : Aire drainée totale transitant dans un brin. Réseau définitif.

La figure 13 représente l'aire totale qui transite dans chaque brin (avec là aussi une épaisseur des traits variant comme la racine carrée de la valeur représentée). On repère aisément le réseau hydrographique, ainsi qu'un fossé situé dans un fond de talweg, au centre-nord du bassin, et un fossé de bord de route, vers le sud-est. Il s'agit effectivement de fossés où l'on a souvent observé l'eau couler.

II. Prise en compte de deux variables simultanément

Pour essayer d'aller plus loin, nous avons ensuite cherché à identifier des corrélations entre différentes variables, afin de juger si en émergeait une typologie plus marquée des éléments du réseau anthropique. Nous ne figurons pas ici les graphiques correspondants : il s'agit d'histogrammes à trois dimensions qui seraient peu lisibles.

Ainsi, nous avons notamment comparé l'aire latérale drainée par chaque brin, et l'aire totale qui y transite. Cela aurait pu permettre d'identifier des éléments de stockage, et d'autres de transfert. En fait, comme tous les éléments sont connectés à un élément aval, autre brin ou maille, les aires vont forcément croissant vers l'aval, puisqu'on ne tient pas compte ici de la pente des brins et d'éventuelles réinfiltrations. Globalement donc, les brins qui drainent beaucoup latéralement transfèrent également une aire importante, ainsi que leurs brins aval, même quand ceux-ci collectent peu de façon latérale.

⁴ L'épaisseur des segments figurant les brins varie comme une fonction racine de l'aire qu'il draine latéralement. Cette échelle est celle qui nous est apparue conduire aux schémas les plus parlants.

L'analyse fournie par le programme _contrib montre ici ses limites : elle ne prend en compte que l'aire drainée par les brins, sans tenir compte de la position dans le bassin, et donc des processus hydrologiques qui dominent à leurs environs, notamment au niveau de la profondeur du toit d'une nappe perchée éventuelle. Elle conduit donc à des raisonnements nécessairement incomplets.

La prise en compte simultanée de l'aire latérale drainée par les brins et de leur inclinaison par rapport à la ligne de plus grande pente montre que globalement, les aires drainées les plus fortes correspondent aux brins le plus en travers de la pente, ce qui était prévisible.

⇒ Il est en fait difficile d'aller plus loin que ces corrélations logiques entre les variables ; de même les brins peu pentus ont en général une inclinaison forte par rapport à la ligne de plus grande pente. Aucun des couples de variables testés n'a permis de mettre en évidence des caractéristiques propres à un type de brins (fossé, talus, route), que nous n'aurions pas identifiées auparavant. Nous n'avons donc pas cherché plus avant dans cette voie : nous ne disposons pas de suffisamment de brins pour faire des statistiques rigoureuses.

Conclusion

L'analyse de terrain et l'analyse géo-topologique menées sur le sous bassin de Kervidy nous ont permis de construire le maillage sur lequel nous travaillerons, ainsi que de déterminer la topologie des connexions entre les mailles et les éléments des réseaux anthropique et hydrographique. A ce stade, nous pouvons donc nous appuyer sur des critères quantitatifs pour caractériser certains aspects de la morphologie du bassin, et approcher une première vision de son fonctionnement hydrologique, via des critères comme l'aire drainée par chaque élément (maille ou brin) qui le constitue.

La comparaison entre les résultats obtenus pour le réseau définitif « brut » et le réseau définitif corrigé⁵ montre que si les résultats peuvent être sensiblement différents localement, les modifications sont minimales en termes de statistiques. Si cette constatation était confirmée au moment de la modélisation hydrologique, elle permettrait de limiter les observations de terrain à effectuer sur les diffluences.

Par contre, nous avons échoué à identifier des spécificités par classe de brins, et à élaborer une typologie des éléments du réseau anthropique. Plusieurs explications sont possibles :

- il n'existe pas de telle typologie, et il n'y a donc rien à mettre en évidence,
- les critères que nous avons utilisés ne sont pas suffisants, il faudrait notamment tenir compte en même temps de la position des brins dans le bassin (en termes de distance au réseau hydrographique par exemple, ou en différence d'altitude par rapport à celui-ci),
- les éléments du réseau anthropique n'acquiescent leur rôle hydrologique qu'a posteriori, et on ne peut donc l'induire de critères a priori comme ceux que nous utilisons,
- nous avons affaire à un bocage dégradé, dont les éléments du réseau anthropique que nous observons ne sont que des vestiges : une bonne part du fonctionnement du bassin est

⁵ On rappelle que le réseau définitif brut est basé essentiellement sur le relevé effectué par J. Abrassart, du Cemagref de Rennes, des fossés connectés au réseau hydrographique après une période de flux. Les fractions utilisées pour transférer les aires drainées (en attendant de transférer des flux dans le module hydrologique) sont celles qui sont calculées par Anthropog, c'est à dire au prorata de la racine carrée des pentes. Le réseau définitif « corrigé » est le même réseau, mais où certaines de ces fractions ont été corrigées après une visite sur le terrain.

conditionnée par le réseau de drainage, dont les fossés que nous observons ne sont que les collecteurs.

Il nous semble que pour répondre à ces questions, il faudrait pouvoir s'appuyer sur des données de terrain relatives au fonctionnement hydrologique effectif de ces brins, ou sur des résultats de modélisation, pour alors seulement revenir sur cette analyse statistique, et construire, a posteriori, les critères pertinents pour caractériser le fonctionnement hydrologique de ces structures (s'ils existent).

Il serait également intéressant de conduire la même analyse sur plusieurs bassins, de types différents, par exemple :

- des bassins très bocagers, dont on sait qu'ils ne sont pas drainés,
- des bassins au contraire où le remembrement a été sévère, et où le drainage agricole est très développé,
- des bassins de géomorphologie différente

Peut-être alors verrait-on émerger quelques constantes, ou identifierait-on au contraire quelques variables ou distributions de variables, permettant de caractériser un bassin du point de vue de son réseau anthropique.

Quoiqu'il en soit, pour l'instant, il nous faut accepter le fait que, soit de telles corrélations n'existent pas, soit les critères à utiliser sont plus complexes que ceux qui nous sont venus à l'esprit. Une telle typologie permettrait pourtant, en nous contentant d'appliquer les programmes de couplages géométrique et topologique mis au point, d'identifier les brins ayant un rôle hydraulique, et de nous faire une première idée du fonctionnement hydrologique du bassin versant considéré, dès l'étape d'analyse de terrain. Ceci guiderait l'étape ultérieure de modélisation hydrologique, en permettant d'adapter au mieux la représentation choisie pour chaque type de brin.

Il nous faudra donc, dans la mise en œuvre du module hydrologique d'Anthropog qui suit, se contenter de ne voir émerger l'influence sur les écoulements propres à chaque élément du réseau anthropique qu'après cette phase de modélisation.

Chapitre 2 : APPLICATION DU MODULE HYDROLOGIQUE D'ANTHROPOG. CALAGE

Introduction

Nous présentons dans ce chapitre l'application du module hydrologique d'Anthropog au bassin de Kervidy, sous-bassin amont du bassin du Coët-Dan, à Naizin. Le maillage destiné à représenter le bassin, et les connexions entre les éléments intervenant dans le comportement hydrologique du bassin (mailles, éléments du réseau anthropique, éléments du réseau hydrographique) ont été déterminés et analysés dans le chapitre précédent.

Cette mise en œuvre implique des choix quant aux données exploitées et aux paramètres utilisés pour les représenter. Certains de ces choix seront figés tout au long des simulations ici présentées, d'autres soumis à un calage. Rappelons qu'en théorie, Topog (et par suite Anthropog, au moins pour la partie non concernée par l'influence du réseau anthropique) sont des modèles mécanistes, et que donc en toute rigueur, un calage n'est pas nécessaire. Nous avons toutefois vu au cours de l'étude bibliographique que tous les modèles sont en fait des modèles conceptuels, et exigent plus ou moins un calage.

Le partage entre les paramètres soumis au calage et ceux qu'on laisse inchangés au fil des simulations comporte une certaine part d'arbitraire, et une étude de sensibilité eut été utile à leur sujet. Toutefois le temps a manqué pour mener à bien ce projet, et nous avons donc décidé de limiter le nombre de paramètres que nous nous permettions de faire varier. De surcroît, une étude de sensibilité présente un intérêt maximal quand les gammes de paramètres utilisés se situent dans la zone de fonctionnement réel du système ; or nous avons à ce niveau de larges incertitudes. Dans ce contexte, nous n'avons donc testé l'influence des paramètres utilisés que pour un nombre restreint d'entre eux.

La programmation d'Anthropog, puis sa mise en œuvre sur le bassin de Kervidy ont impliqué un grand nombre d'hypothèses sur les processus dominants les écoulements sur ce bassin versant, et les ordres de grandeur les caractérisant. Nous préférons donc considérer cette première mise en œuvre d'Anthropog comme un exercice, permettant de mettre l'accent sur les zones d'ombre quant à la connaissance des processus ou à la disponibilité de données de calage adaptées à nos besoins. Cette mise en œuvre permettra également de juger de la souplesse d'Anthropog et de sa capacité à représenter une grande gamme de processus dominants.

Compte tenu de ces objectifs, nous privilégierons dans la mesure du possible la simplicité dans les choix des données et paramètres que nous utiliserons. Il ne nous semblerait en effet guère pertinent d'utiliser des fonctions complexes pour représenter nos données, notamment au niveau de la distribution des paramètres, alors que nous ne pourrions pas valider ensuite les représentations adoptées.

Choix des paramètres utilisés

I. Développements de profil et caractéristiques hydrodynamiques

Nous avons longuement détaillé les données relatives aux sols de Kervidy dans la deuxième partie, et y avons décidé des développements de profils à utiliser et de leur distribution spatiale, ainsi que des caractéristiques hydrodynamiques que nous utiliserons pour décrire le comportement des différents horizons pédologiques. Reste à définir les fonctions choisies pour représenter ces dernières.

I.1. Développements de profil

Nous rappelons ici les développements de profil que nous avons décidé d'utiliser :

G1-G4		G2		G3-G6		G5		G7 à G12	
L	25-30	L	25-30	L	25-30	L	25-30	Lg	25-30
Sal	50	Sal	70	E	45	E	45	Ea	40
C		C		BT	70	BT	100	BTgd	80
				C		C		CG	
Horizon	Profondeur	Horizon	Profondeur	Horizon	Profondeur	Horizon	Profondeur	Horizon	Profondeur

Tableau 1 : Développements de profil utilisés pour la modélisation

⇒ Dans la suite, nous regrouperons les développements de profil (**G1-G4**) et **G2**, qui présentent la même succession d'horizons, avec seulement une différence de profondeur, en adoptant une profondeur intermédiaire pour l'horizon Sal, soit 60 cm. Ce sera le groupe des sols bruns.

De même, nous regrouperons (**G3-G6**) et **G5**, en prenant une profondeur intermédiaire pour BT, soit 85 cm. Ce sera le groupe des sols bruns lessivés, peu hydromorphes.

Quant aux sols hydromorphes, nous les laissons inchangés. Ils recouvrent les sols **G7 à G12**.¹

Dans un premier temps en effet, nous préférons simplifier au maximum le système représenté, quitte à perdre en précision, pour mieux comprendre l'influence des données et variables sur lesquelles nous jouons. Nous verrons en effet que nous serons amenés à varier fortement (de plusieurs mètres) la profondeur des schistes altérés (horizons C et CG). Dans ces conditions, le fait de prendre 50 ou 70 cm d'horizon Sal doit avoir en première approche une influence secondaire. Mais nous reviendrons sur ce point ultérieurement.

⇒ Il aurait toutefois été intéressant, une fois le modèle calé, de revenir à une distribution de sols utilisant les cinq développements de profil, pour juger de la sensibilité des simulations au degré de distribution des développements de profil utilisés. Nous n'avons toutefois pas effectué cette étude.

On aboutit donc à la carte des sols présentées ci-dessous. Comme pour toutes les distributions spatiales (végétation, coefficient de Manning, répartition du drainage agricole ...), l'affectation d'une maille à un polygone se fait selon le polygone auquel appartient le centre de la maille.

¹ L'horizon labouré correspond à l'horizon L (ou Lg pour les sols hydromorphes)

La couche drainante est placée sous cet horizon, quand il y a lieu. Sa courbe de rétention et sa conductivité hydraulique verticale sont équivalentes à celle de l'horizon sus-jacent ; seule diffère la conductivité hydraulique latérale.

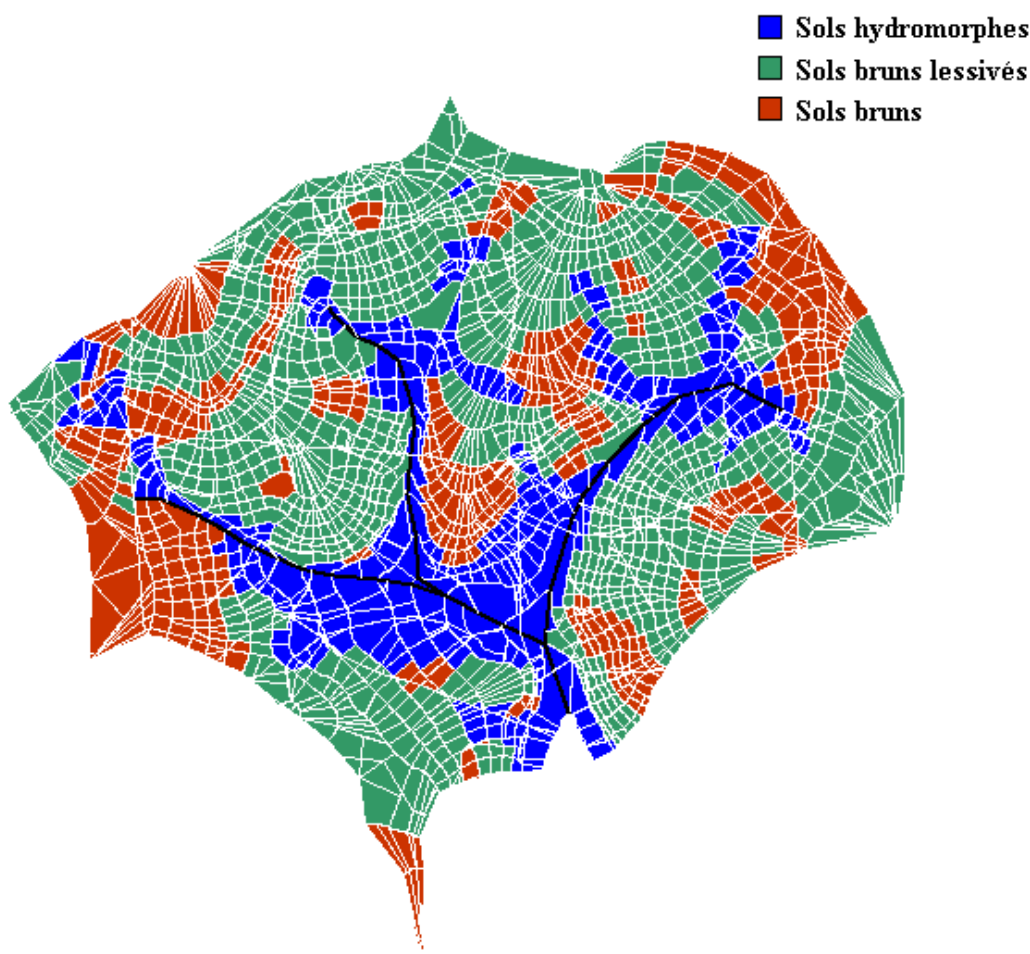


Figure 1 : Distribution des développements de profil utilisée pour la modélisation hydrologique.

I.2. Caractéristiques hydrodynamiques des horizons.

Pour l'instant, pour chaque horizon, nous ne disposons que de points sur la courbe de rétention, et de la conductivité hydraulique à saturation. Or l'application du modèle suppose de disposer de fonctions continues et dérivables pour décrire l'évolution de la teneur en eau et de la conductivité hydraulique en fonction de la pression capillaire. Il nous faut donc choisir des fonctions mathématiques pour exprimer les données dont nous disposons².

Pour ce qui nous concerne, nous disposons surtout de données relatives aux propriétés de rétention des sols de Kervidy. Nous avons calé sur ces données, pour différents horizons assez différents plusieurs types de fonctions cités en annexe 1. Nous avons également représenté plusieurs fonctions décrivant l'évolution de la conductivité, en utilisant, quand elles étaient associées à des courbes $\theta(\psi)$ ou $\psi(\theta)$, les paramètres qui découlaient du calage effectué sur ces courbes de rétention ; sinon le choix des paramètres était libre, et conduisait à une grande gamme de courbes, pour la même fonction, suivant les valeurs choisies.

Nous avons décidé de ne pas nous appuyer sur les conductivités hydrauliques sous faible succion présentées dans le chapitre sur les sols du Naizin, dont nous avons vu que les valeurs obtenues étaient sujettes à caution. Nous n'avons donc aucune indication sur la forme réelle des courbes $K(\theta)$ ou $K(\psi)$ pour les sols étudiés.

² Quelques exemples de telles fonctions figurent à la fin de l'annexe 1.

1.2.a. Courbes de rétention en eau.

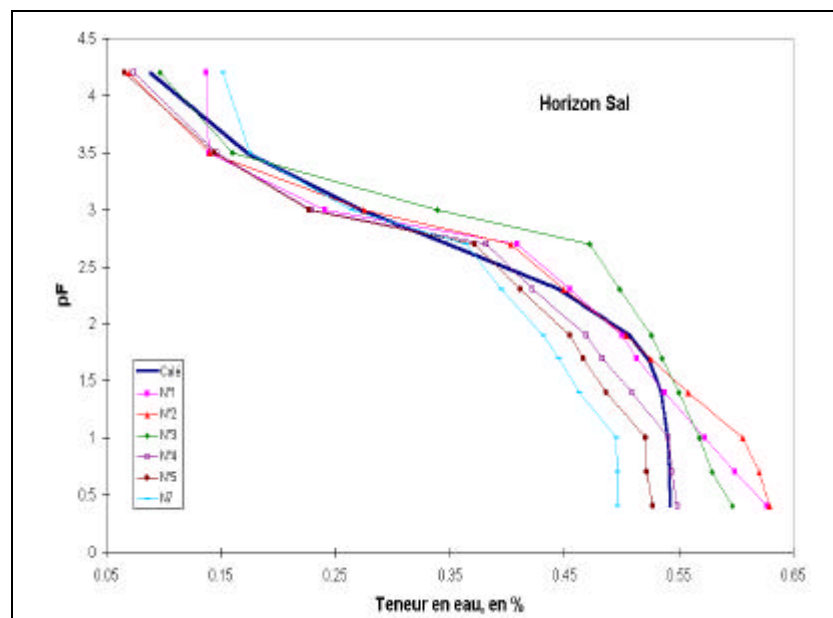
Pour les courbes de rétention, se pose la question du choix à faire pour le calage : pour chaque horizon, faut-il caler une fonction sur une courbe issue des moyennes des mesures effectuées pour les échantillons relatifs à cet horizon, ou faut-il caler une fonction pour chaque échantillon, puis moyenner les paramètres obtenus ? Après avoir vérifié l'équivalence des deux méthodes pour quelques horizons contrastés, nous avons utilisé la première solution : les courbes de rétention présentaient en général une faible dispersion, et cette solution permet d'effectuer un nombre moindre d'ajustements de courbes.

⇒ Nous avons choisi la fonction de Van Genuchten pour représenter la variation de l'humidité avec la pression capillaire. D'une part, parmi les fonctions n'utilisant que deux paramètres, c'est celle qui s'ajuste le mieux à nos points de données. D'autre part, cette fonction est amplement citée dans la littérature, et nous disposerons donc d'exemples auxquels comparer nos paramètres³.

Notons que les calages effectués⁴ conduisent à des franges capillaires élevées pour l'ensemble des horizons étudiés, par rapport aux valeurs que l'on peut trouver dans la littérature (Zammit, Communication personnelle). Pourtant à l'approche de la saturation, les points de mesure ne sont pas assez nombreux pour assurer que la forme des courbes permet de rendre compte convenablement de la réalité. Les figures ci-dessous, représentant les teneurs en eau expérimentales pour différents échantillons (Widiatmaka, 1994), et la fonction de Van Genuchten calée sur ces données, illustrent que la frange capillaire obtenue par ce calage est beaucoup plus prononcée que celle que l'on déterminerait directement à partir des points expérimentaux.

On aboutit à la même conclusion si l'on détermine les paramètres α , m et n échantillon par échantillon, puis que l'on moyenne ces paramètres. La remarque vaut également pour d'autres relations que celle de Van Genuchten et Mualem.

On peut donc supposer que le comportement simulé à l'approche de la saturation différera du comportement des échantillons réels. Peut-être vaudrait il mieux alors envisager de représenter les sols du bassin comme des sols à double porosité, mais nous manquons de données et de références pour ce faire.



³ C'est cette fonction que l'on a utilisée dans les simulations effectuées via SeepW. De même, les courbes décrivant la variation de la conductivité hydraulique en fonction de la saturation, et les développements de profil utilisés pour les simulations via SeepW sont les mêmes que celles que nous choisissons ici.

⁴ Ce calage a été d'une part effectué par nos soins par la méthode des moindres carrés, et par Christian Zammit (LTHE), qui a utilisé une technique un peu plus sophistiquée. Les paramètres auxquels on aboutit sont quoi qu'il en soit à peu près équivalents.

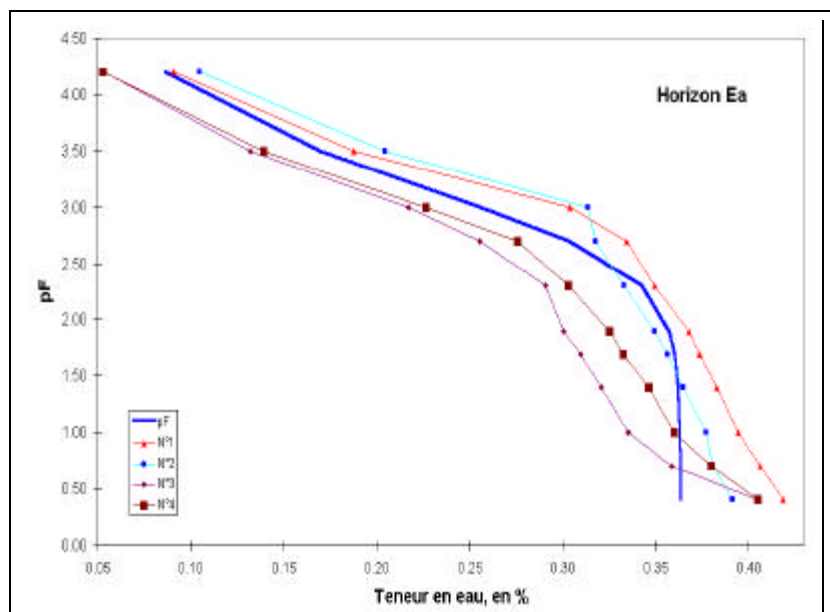


Figure 2 : Teneur en eau pour différents échantillons expérimentaux (Widiatmaka, 1994), et courbe de Van Genuchten, calée sur ces données.

Par ailleurs, nous avons effectué quelques simulations d'infiltration avec Topog sur des cas très simples (sol et pente homogènes) : la fonction choisie pour la décrire la rétention du sol semble peu importer. Nous ne reviendrons donc plus sur ce point⁵.

1.2.b. Courbes de conductivité

⇒ Pour ce qui concerne la variation de conductivité hydraulique avec la saturation, la latitude laissée par le manque de données (les seules données dont nous disposons sont les conductivités à saturation) rend le choix du type de fonction et des paramètres à utiliser beaucoup plus délicat, car relativement arbitraire.

Nous donnons à titre d'exemple les courbes obtenues pour l'horizon Sal, avec les fonctions de Van Genuchten et Mualem, Brooks et Corey, Gardner, et Broadbridge et White. Les exemples illustrent la grande variété possible pour la forme des courbes.

⁵ Parmi les fonctions testées, celle de Broadbridge et White conduit à une frange capillaire moins élevée que les autres types de courbes. Elle paraîtrait donc a priori plus adaptée à notre problématique que celle de Brooks et Corey que nous avons choisie. Toutefois, nous manquons de référence sur cette fonction, pour guider les choix de paramètres à utiliser pour nos différents horizons pédologiques. Surtout, quelques simulations avec Topog qui utilisaient cette fonction conduisaient aux mêmes résultats que les simulations similaires avec une fonction de Brooks et Corey.

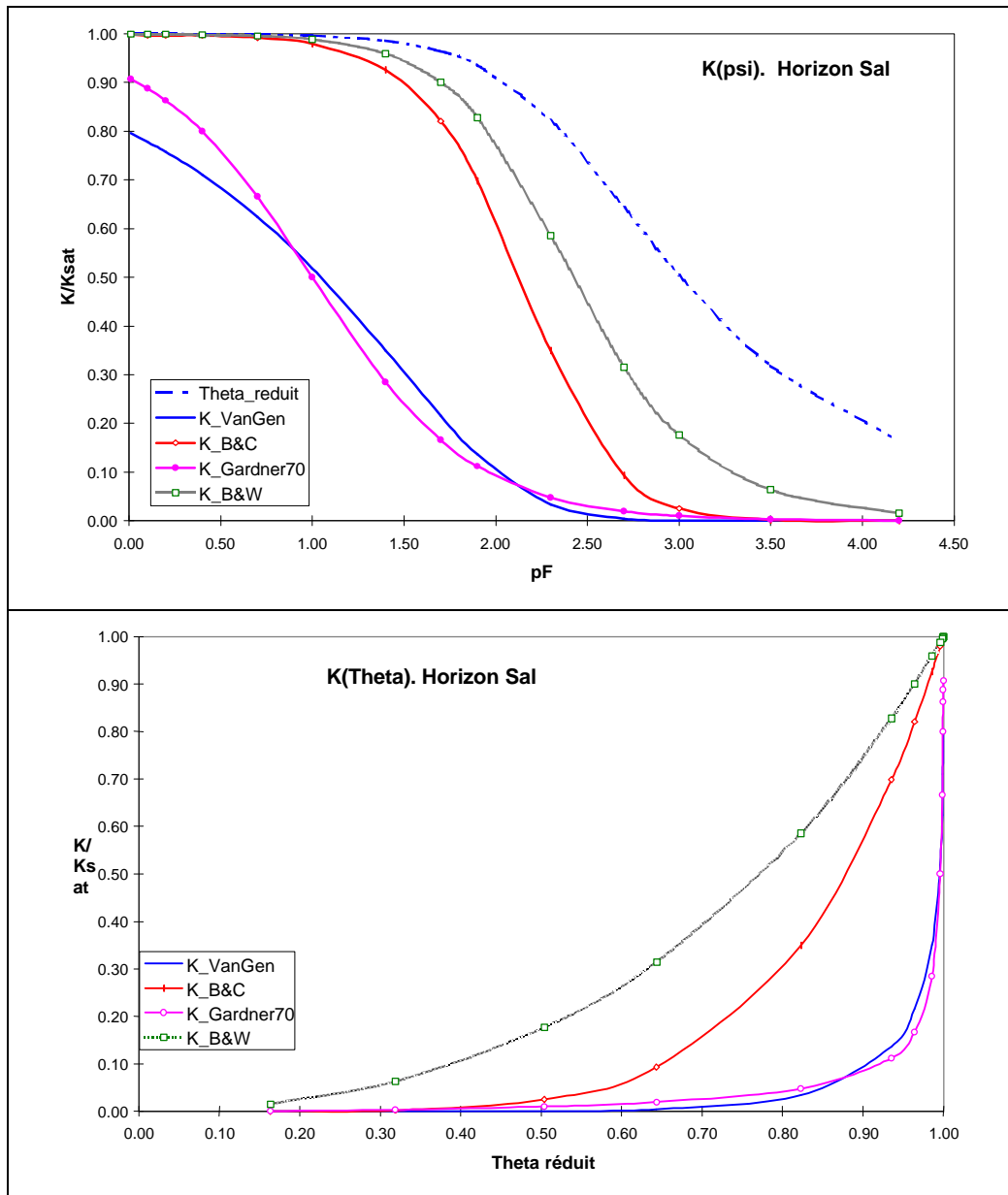


Figure 3 : Différentes courbes de conductivité en fonction de la saturation. Horizon Sal.

Nous avons alors testé l'influence de la fonction utilisée dans des simulations d'infiltration dans un domaine simple, en utilisant Topog⁶. La figure 4 de la page suivante montre l'évolution de la charge hydraulique et de la teneur en eau, dans un profil de sol de 1m50 constitué d'un horizon Sal, suivant que l'on utilise des caractéristiques hydrodynamiques décrites par les fonctions de Van Genuchten et Mualem, ou Broadbridge et White. Les temps sont indiqués en jours, et les données climatiques sont celles de l'année 1994. On voit que les différences entre les deux simulations sont plus marquées pour la charge hydraulique que pour la teneur en eau.

⁶ Nous avons déjà cité des simulations équivalentes avec SeepW dans la partie précédente, qui avait conclu à une influence minimale de la fonction utilisée, en termes de flux à travers les sections de contrôle.

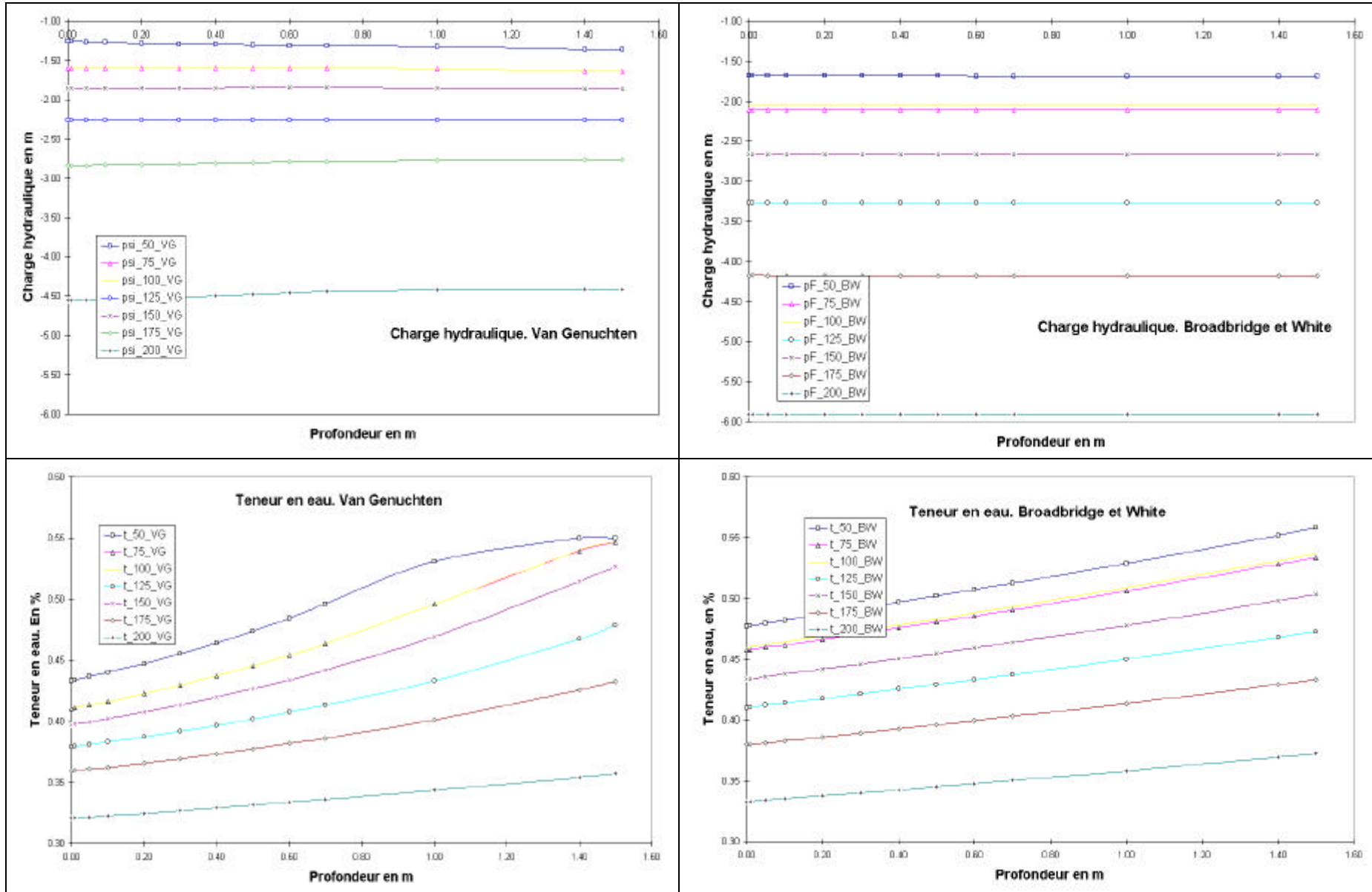


Figure 4 : Evolution de la charge hydraulique et de la teneur en eau.

D'autres simulations plus complexes ont été effectuées, sur l'ensemble du bassin de Kervidy, en utilisant des conductivités hydrauliques basées sur la fonction de Brooks et Corey (exprimée en fonction de la teneur en eau, non de la succion), et alternativement des conductivités basées sur la fonction de Van Genuchten et Mualem. Même s'il apparaît quelques différences en termes de potentiel capillaire et de teneur en eau, les différences entre les deux jeux de fonctions en termes de débits simulés sont apparues minimales : la conductivité hydraulique à saturation influe bien plus que le type de fonction utilisé.

Notons toutefois pour être rigoureux que ces tests ont été effectués avant les modifications apportées à Topog : dans ces conditions, le bassin était souvent entièrement saturé, et il est donc relativement logique que le comportement des sols hors de la saturation ait peu influé

⇒ Les tests effectués sur des cas simples et des domaines réduits, avec un degré de saturation moindre, apportaient toutefois les mêmes conclusions, et nous avons donc là aussi choisi un seul type de fonction pour décrire la variation de la conductivité hydraulique en fonction de la saturation, auquel nous nous sommes ensuite limités.

Il s'agit de la fonction de Brooks et Corey, simple dans sa formulation⁷. Rappelons que ce choix est conforté par les expériences menées avec SeepW, qui montraient également une faible différence pour différentes fonctions $K(\psi)$ ou $K(\theta)$, au vu des variables d'intérêt

Peut-être serait-il intéressant de tester une fonction décrivant la variation de la conductivité avec la succion, et non avec l'humidité, comme nous l'avons fait : ψ étant la variable d'intérêt dans la forme de l'équation de Richards utilisée par Topog, peut-être les résultats seraient ils plus significativement différents qu'en utilisant plusieurs formes de $K(\theta)$.

1.2.c. Conclusion

Le choix des fonctions décrivant le comportement hydrodynamique des horizons pédologiques est relativement arbitraire, surtout pour ce qui concerne la variation de la conductivité hydraulique avec la saturation. En absence de suffisamment de données pour justifier un choix plutôt qu'un autre, nous nous sommes contentés de formes mathématiques simples, ou au moins amplement utilisées dans la littérature, afin de disposer de références et d'éléments de comparaison.

Cette démarche est justifiée par le fait que, comme nous l'avons souligné au paragraphe sur les sols, nous considérons que les caractéristiques hydrodynamiques des sols, telles qu'elles sont en général décrites, n'ont de sens qu'à l'échelle d'un faible volume de sol, compte tenu de la variabilité spatiale qu'elles manifestent : dans ces conditions, les fonctions que nous utilisons ici n'ont pas de sens physique réel, et nous ne les utilisons que comme des indicateurs. Ainsi, nous verrons que les simulations utilisant les conductivités hydrauliques à saturation mesurées à l'échelle ponctuelle aboutissent à des débits simulés très inférieurs aux débits observés. Dans la mesure où il faut nettement remettre en cause les conductivités hydrauliques à saturation, il ne nous paraît en effet pas cohérent d'utiliser des fonctions définies pour une autre échelle, et qui même pour cette échelle plus restreinte n'ont le plus souvent pas de signification physique réelle.

Nous essaierons toutefois de faire en sorte que ces « fonctions-descripteurs » représentent au mieux le comportement du système étudié, à l'échelle d'intérêt, c'est à dire ici l'échelle d'une maille approximativement. Notamment, un peu plus loin, nous nous sommes appuyés sur les chroniques tensiométriques dont nous disposons pour juger de la pertinence des choix présentés ci-dessus.

Par contre, nous n'avons pas utilisé les mesures de sorptivité présentées au chapitre 4 de la Partie II, qui nous semblent nettement concerner de faibles volumes de sols.

⁷ Nous n'avons pas ici utilisé la fonction de Van Genuchten et Mualem, qui conduisait à des problèmes que nous n'avons pas réussi à élucider lors du basculement condition en charge / condition en flux, quand une maille arrivait à saturation dans Topog.

Nous rappelons dans le tableau ci-dessous les paramètres choisis pour caractériser les horizons pédologiques utilisés dans les simulations qui suivront. Pour l'instant, les horizons pédologiques que nous représentons sont isotropes : la conductivité hydraulique latérale est égale à la conductivité verticale.

Horizon	θ_{sat}	θ_{res}	Hg en cm	n	m	Ksat en m/s	Ksat en m/j	K micro	K macro
L	0.57	0.08	152	1.290	0.225	$2.40 \cdot 10^{-5}$	2.07	$1.0 \cdot 10^{-5}$	$4.4 \cdot 10^{-6}$
Sal	0.54	0.04	209	1.418	0.295	$1.50 \cdot 10^{-5}$	1.30	$1.3 \cdot 10^{-5}$	$2.7 \cdot 10^{-4}$
Ea	0.36	0.04	585	1.436	0.303	$1.00 \cdot 10^{-6}$	$8.64 \cdot 10^{-2}$		
BT	0.48	0.08	94	1.263	0.208	$1.40 \cdot 10^{-5}$	1.21	$1.0 \cdot 10^{-6}$	$2.5 \cdot 10^{-4}$
BTg-E	0.46	0.06	249	1.347	0.258	$6.30 \cdot 10^{-6}$	$5.44 \cdot 10^{-1}$		
BTgd1	0.44	0.11	156	1.209	0.173	$1.70 \cdot 10^{-6}$	$1.47 \cdot 10^{-1}$		
BTgd2	0.56	0.09	207	1.289	0.224				
C(g)-HS	0.41	0.05	438	1.380	0.275	$4.50 \cdot 10^{-6}$	$3.89 \cdot 10^{-1}$		
CG	0.41		1098	1.690	0.409	$1.30 \cdot 10^{-6}$	$1.12 \cdot 10^{-1}$		

Tableau 2 : Récapitulatif des paramètres caractérisant les horizons pédologiques utilisés pour les simulations

Les paramètres θ_{sat} , θ_{res} , Hg, n et m sont ceux qui apparaissent dans la courbe de rétention en eau de Van Genuchten et Mualem (avec $Hg = 100/\alpha$). Nous avons par ailleurs rappelé les conductivités à saturation correspondant à la micro et la macroporosité, telles que déterminées par Widiatmaka (1994), afin de noter les horizons pédologiques susceptibles de comporter une macroporosité fonctionnelle significative, que nous ne prendrons pourtant pas explicitement en compte dans les simulations qui suivront.

II. Occupation des sols. Paramètres d'évapotranspiration

L'évapotranspiration potentielle annuelle sur Kervidy est du même ordre de grandeur que le montant des précipitations interannuelles. Quant à l'évapotranspiration réelle, elle représente environ la moitié de ce montant, et est donc comparable au débit interannuel.

⇒ Une estimation correcte de ce terme du bilan hydrique est donc primordiale, ainsi que sa répartition dans le temps et l'espace.

Le module d'évapotranspiration de Topog calcule l'évapotranspiration potentielle, selon l'équation de Penmann Monteith, puis l'évapotranspiration réelle, en tenant compte entre autres de la surface foliaire de la végétation, de l'eau disponible dans le sol et de sa répartition. Topog utilise pour décrire chaque végétation 12 paramètres⁸, et rappelons que dans la version initiale, il pouvait y avoir sur la même maille trois couches de végétation (herbacée, arbustive et arborée), soit 36 paramètres, sans tenir compte de l'évolution de la surface foliaire et de la profondeur racinaire au cours du temps ...

Nous disposons certes de l'occupation du sol sur le bassin pendant les périodes que nous voulons simuler, mais pas des 12 paramètres afférents à chaque type de sol.

⁸ Ces paramètres sont : l'albedo de la canopée, l'albedo du sol, le coefficient d'interception lumineuse par la végétation, le coefficient d'extinction lumineuse, la conductance de la canopée, le potentiel capillaire au point de flétrissement, la profondeur racinaire maximale, le type de fonction donnant la densité racinaire en fonction de la profondeur, la résistance aérodynamique des feuilles, celle du sol, la fraction de surface de sol nue, la fraction de surface occupée par la canopée.

⇒ Nous avons donc pris la décision de ne pas représenter la répartition spatiale des cultures sur le bassin, et de ne représenter qu'un type de végétation, sans rendre compte de surcroît d'une éventuelle évolution de la surface foliaire ou de la profondeur racinaire au cours de l'année culturale.

Dans ces conditions il eut été plus cohérent d'utiliser un module plus simple que celui inclus dans Topog pour représenter l'évapotranspiration. Il existe en effet des modèles agro-climatiques plus simples, pour lesquels les paramètres correspondants à chaque type de culture sont connus. Ils sont toutefois le plus souvent employés dans le contexte de modèles météorologiques, donc avec des mailles très grandes (quelques centaines de kilomètres carrés), considérant que la végétation est homogène à l'échelle de la maille. De plus, ces modèles demandent également un calage, quand on les applique dans un nouveau contexte climatique.

Cette modification aurait donc exigé un lourd investissement en temps, que n'eussent pas justifié les données dont nous disposons pour caler le module ainsi obtenu : les seules données distribuées d'évapotranspiration réelle dont nous disposons concernent le 7 août 1993 (Courault et Lagouarde, 1996). A cette date de surcroît, la teneur en eau dans le sol doit également participer à la limitation de l'ETR par rapport à l'ETP, en sus du développement de la végétation.

Dans cette première application de Topog et Anthropog, donc, nous nous contenterons du module original inclus dans Topog, avec un seul type de végétation, dont les caractéristiques sont constantes dans le temps⁹.

Le calcul de l'évapotranspiration potentielle par le module utilisé conduit, avec les données dont nous disposons, à l'évapotranspiration potentielle calculée à la station climatiques du Toullo, dont proviennent les données utilisées, ce qui est rassurant.

L'évapotranspiration réelle simulée quant à elle a longtemps égalé l'évapotranspiration potentielle, dans la mesure où les premières simulations conduisaient à un bassin complètement saturé, et que donc l'eau n'y était pas limitante. Une fois cet aspect corrigé, l'évapotranspiration réelle estimée à l'échelle du bassin paraît raisonnable, compte tenu de l'eau qu'elle laisse disponible pour les écoulements.

Notons qu'il a par ailleurs fallu modifier le coefficient de résistance du sol à l'évaporation, par rapport à la valeur utilisée originellement par Topog : celui-ci était trop faible, et l'évapotranspiration réelle ne décroissait que quand le sol était totalement sec.

III. Rugosité de surface

La donnée de ce paramètre est nécessaire, puisque nous avons choisi de représenter le ruissellement sur le bassin par l'équation de l'onde cinématique.

Ce paramètre peut être distribué. Toutefois cela ne nous paraîtrait pas cohérent avec le choix antérieur de ne représenter qu'un type de végétation sur le bassin. Nous avons choisi de le faire varier de 0.05 à 1 environ, sachant qu'il s'agit d'un coefficient de Manning (les coefficients de Strickler correspondants varient donc de 20 à 1), en restant homogène sur le bassin. Dans les premières simulations, le coefficient de Manning était égal à 1.

Une valeur de 1 pour un coefficient de Strickler n'a pas grand sens physiquement : elle traduit des tirants d'eau du même ordre de grandeur que les irrégularités du support de l'écoulement, qui compromettent la validité de l'équation de l'onde cinématique pour rendre compte des écoulements qui en résultent.

IV. Préparation des données climatiques

Nous disposons des chroniques pluviométriques de janvier 1993 à août 1995, à un pas de temps horaire, et des autres données climatiques, fournies par la station de science du sol de l'INRA de Rennes

⁹ Compte tenu des simulations citées en exemple dans les articles traitant des applications de Topog, il est fort probable que les paramètres utilisés correspondent à de l'eucalyptus. Cette essence est assez rare en Bretagne, mais ce point nous est paru relativement accessoire, puisque nous nous contenterons de bilans raisonnables pour le terme d'évapotranspiration, sans prétendre simuler les chroniques réelles d'ETR.

(températures maximale, minimale et moyenne, radiation nette, la saturation de l'air en eau minimale et maximale) à un pas de temps journalier.

Il a donc fallu adapter certaines données pour en faire des données horaires ; nous nous sommes appuyés pour ce faire sur des sinusoïdes ou des fragments de sinusoïde prolongés par des fonctions constantes pendant la nuit :

- la sinusoïde décrivant la température a une période de 24h00, le maximum de la température se situe à 15h00, le minimum à 3h00 du matin,
- la sinusoïde décrivant la variation de la radiation est telle qu'elle s'annule entre le coucher et le lever du soleil, et que son intégrale entre le lever et le coucher du soleil vaut 1.
- la saturation de l'air en eau est maximale en dehors des heures d'ensoleillement, et suit là encore une sinusoïde (mais décroissante cette fois) pour être minimale à 15h00.

La radiation est annulée pendant les heures de précipitation, et la saturation en eau de l'air considérée comme égale à 100 %.

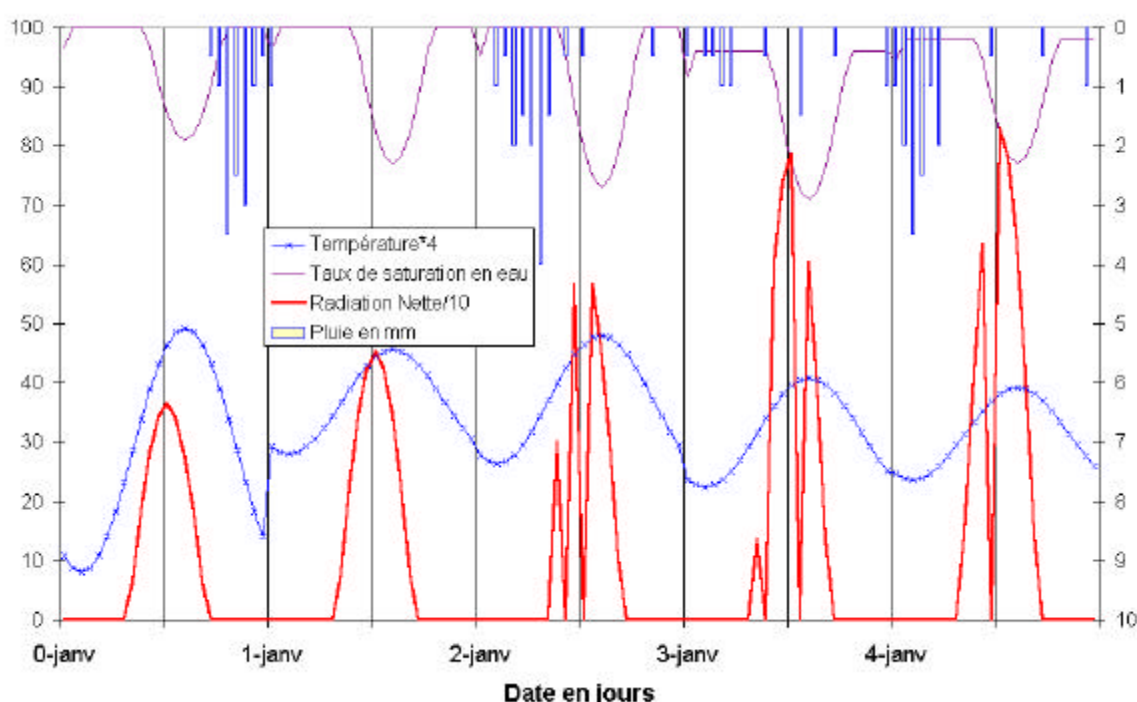


Figure 5 : Exemple d'évolution des variables climatiques au cours de la journée.

On a multiplié certaines des variables par un facteur constant pour améliorer la lisibilité du graphique.

V. Choix relatifs au réseau anthropique

Compte tenu de l'absence de typologie fonctionnelle pour les éléments du réseau anthropique, et du fait que les données existantes dont nous espérons pouvoir disposer pour calibrer la partie relative au réseau anthropique dans Anthropog (présence et quelquefois hauteur d'eau dans les fossés) ne nous ont jamais été fournies, nous nous sommes contentés de choix relativement sommaires pour représenter les différentes classes d'éléments du réseau anthropique. Là encore en effet, il nous paraissait plus pertinent de partir de cas simples, avec des distributions de paramètres monolithiques, pour pouvoir juger de leur influence, plutôt que de distribuer ces paramètres sur le bassin, sans ensuite être capable de démêler leur influence propre. Nous pourrions toujours plus tard distribuer ces paramètres, et complexifier les schémas de fonctionnement utilisés.

Compte tenu des choix effectués au cours de la programmation d'Anthropog, pour représenter l'influence du réseau anthropique sur les écoulements, il nous reste à choisir, pour chaque brin, la fraction du volume qu'il contient qui se réinfiltré, la fraction de ce volume qui rejoint l'exutoire, et la

fraction qui reste (la somme de ces trois fractions valant un, puisqu'il n'y pas de transfert dans le réseau anthropique ou hydrographique).

⇒ Dans un premier temps, et de façon très simpliste, nous avons décidé que les brins « fossé », « route » et « réseau hydrographique » coulaient directement à l'exutoire. Les autres, c'est à dire les brins « talus » s'infiltrèrent, avec un coefficient de 10% par heure. L'absence d'observations auxquelles confronter les résultats de simulation nous a en effet incités à insister sur le côté méthodologique du travail, en effectuant des choix très tranchés, pour juger de leur effet sur les résultats de simulation, dans l'attente de jours meilleurs quant à la disponibilité des données.

Application du modèle Topog original.

Dans un premier temps, nous avons appliqué Topog tel que nous l'avons reçu, avec les données énoncées ci-dessus. Cette version ne représente ni réseau anthropique, ni réseau hydrographique. Les sols étaient considérés avoir une épaisseur de 3 mètres.

⇒ Avec ces données, une fois les premières pluies passées, le bassin est complètement saturé, et noyé sous l'eau. En moyenne, en fin d'hiver, la hauteur d'eau stagnant sur le bassin est en effet de 20 cm, et peut atteindre 1 à 2 mètres dans les fonds de talweg (où se situe en fait le ruisseau que Topog ne prend pas en compte). Quasiment toute l'eau qui quitte le bassin le fait par évapotranspiration, les sols se comportant sinon comme une éponge : la conductivité hydraulique chute fortement dès que le sol quitte la saturation (et ce quelle que soit la fonction choisie pour représenter l'évolution de la conductivité avec l'humidité : Broadbridge et White, Brooks et Corey, Van Genuchten et Mualem), et le sol ne se ressuie alors plus : l'écoulement latéral étant très faible, compte tenu des conductivités hydrauliques relativement faibles et des gradients hydrauliques peu marqués, les sols restent donc saturés en permanence (d'autant que les franges capillaires épaisses atteignent quasiment la surface du sol), et ne se vident que par évapotranspiration. Le bassin ne s'assèche donc significativement qu'en été, pour redevenir saturé très vite en automne.

Ces simulations n'ayant aucun sens physique pouvaient avoir plusieurs origines :

1. un problème grave dans la résolution de l'équation de Richards que fait Topog (par maille),
2. le fait de ne pas représenter l'influence du réseau hydrographique,
3. un mauvais choix de paramètres pour représenter les sols,
4. un coefficient de Manning trop fort, impliquant une surface trop rugueuse, et un ruissellement trop lent,
5. le fait de ne pas représenter le rôle de la nappe profonde.
6. le fait de ne pas représenter le réseau anthropique,

1. La première explication ne tient pas : nous avons testé Topog sur des systèmes plus simples, de quelques mailles, en suivant attentivement les bilans de masse sur chaque maille et les transferts entre mailles, et tout était conforme aux prévisions.

2. Pour ce qui est du deuxième point, nous avons modifié Topog pour que les flux sortant des mailles bordant le réseau hydrographique soient instantanément transmis à l'exutoire. Ceci élimine les quelques mètres d'eau qui inondaient les fonds de talwegs en hiver, mais ne désengorge pas les sols des versants, ce qui est logique : en l'absence de rétroaction de l'aval sur l'amont, les modifications effectuées sur le réseau hydrographique n'ont aucune répercussion sur le versant.

3. En augmentant les conductivités hydrauliques des horizons¹⁰ (soit tous les horizons, soit seulement l'horizon labouré, soit les conductivités verticales et latérales, soit seulement latérales), la réponse du bassin est très rapide, mais les récessions très faibles, et très brèves.

En augmentant la profondeur de sol, on augmente un peu le niveau et la durée des récessions, ainsi que le temps nécessaire à la saturation du bassin en début de simulation. Cela ne change toutefois pas fondamentalement le comportement du bassin : une fois ce stock plein, comme les sols ne se vident pas, et que la frange capillaire continue à affleurer à la surface, on retombe sur le schéma de fonctionnement précédent.

4. Une diminution de la rugosité de la surface du bassin, et conséquemment une augmentation de la vitesse de ruissellement augmentent les débits simulés et abaissent les hauteurs d'eau résiduelle sur le bassin. Du seul point de vue des débits simulés, la modification est analogue à celle apportée par une forte augmentation de la conductivité. Là encore toutefois, les récessions sont trop faibles par rapport aux chroniques observées et surtout, les études effectuées sur Kervidy notent toutes l'absence de ruissellement généralisé sur ce bassin.

5. Nous avons dans la troisième partie supprimé la représentation d'une nappe profonde que permettait Topog, qui nous semblait trop complexe au vu des données dont nous disposions. La version simplifiée de Topog permet toutefois une fuite vers une nappe profonde, que l'on peut moduler selon la pression capillaire au bas du profil pédologique que l'on représente : au dessus d'une pression seuil, l'eau percole avec un flux représentant le produit de la conductivité hydraulique à la pression au noeud du bas de profil et d'un premier coefficient. Au dessous de ce seuil, l'eau percole avec un flux calculé de la même façon, avec un deuxième coefficient (moins élevé).

⇒ Cette modification permettait certes de vider le bassin autrement que par évapotranspiration, et de soutenir les récessions en considérant que l'eau ainsi récoltée alimentait ensuite le ruisseau par une vidange quadratique ou autre, mais ne changeait en rien le comportement simulé en crue.

6. Pour ce qui concerne le dernier point, relatif à la représentation de l'influence du réseau anthropique, nous le traitons plus loin, de façon plus détaillée.

Nous avons simplement voulu illustrer en citant les modifications de paramètres énoncées ci-dessus qu'elles conduisaient effectivement à des inflexions attendues dans les résultats obtenus ; elles ne permettaient pas toutefois d'atteindre un comportement raisonnable du bassin.

Il faut donc à ce stade soit remettre en cause la représentation faite de certains processus (on pense notamment à la façon de rendre compte du comportement hydrodynamique des sols), soit supposer que le réseau anthropique a une influence majeure sur les écoulements. On subodore toutefois dès ce stade que la représentation de cette influence ne suffira pas à rendre compte de l'ensemble des chroniques observées, et qu'il faudra sans doute revenir à certaines des modifications énumérées dans les alinéas précédents, notamment au niveau des récessions et de l'écoulement « de base » du bassin, beaucoup trop faibles au cours des simulations « standard » effectuées dans cette première approche de la modélisation de Kervidy via le modèle Topog

¹⁰ Cette augmentation était de deux ordres de grandeur, c'est à dire que les conductivités étaient multipliées par 100 par rapport à la valeur mesurée par Widiatmaka.

Prise en compte du réseau anthropique. Application d'Anthropog

I. Calage

I.1. Démarche adoptée

Avec le maillage final qu'utilise Anthropog (2608 mailles), il faut approximativement une journée pour simuler 100 jours sur le bassin de Kervidy, pour une des stations de travail les plus puissantes du marché. Les simulations sont encore moins rapides si le bassin est très saturé, puisque le programme ajuste le pas de temps de calcul pour que le ruissellement n'ait pas le temps de parcourir plus d'une longueur de maille en un pas de temps, ou si l'on accroît la profondeur de sol, puisqu'on augmente alors le nombre de noeuds de calcul. Le temps de calcul représente donc une contrainte majeure, qui exclut de mener une analyse de sensibilité poussée sur l'ensemble du bassin, puis de procéder à un calage soigné en bonne et due forme. Le nombre très élevé de paramètres rendrait de toutes façons cette tâche assez vaine.

La démarche que nous avons choisie consiste donc à tendre vers des simulations qui paraissent le plus réalistes possible au vu des critères choisis, et alors seulement à mener une analyse de sensibilité sur quelques paramètres, afin de juger de la variation des différents termes du bilan hydrique à la modification de ces derniers. Il nous semble en effet plus pertinent d'effectuer une analyse de sensibilité dans une région de l'espace des paramètres correspondant à un fonctionnement plausible du modèle, qu'autour d'un point de cet espace pris au hasard.

Nous ne disposons certes pas de toutes les données disponibles pour caler complètement Anthropog et aboutir à un seul jeu de paramètres, reflétant un ensemble de processus bien déterminés¹¹. Néanmoins, nous nous imposerons de respecter le réalisme de certains aspects du bassin dans les simulations, éventuellement seulement du point de vue qualitatif. Ceci devrait permettre de restreindre la gamme de paramètres possibles et aboutir à une représentation du fonctionnement du bassin en termes de processus dominants.

Les critères que nous chercherons à respecter au mieux dans cette démarche sont :

- les volumes écoulés à l'exutoire de janvier 1994 à juillet 1995, période où nous disposons des chroniques de pluie et débit consolidées. Il ne s'agira pas de respecter les hydrogrammes de façon stricte, puisque nous ne représentons pas pour l'instant le transfert dans le réseau anthropique ou hydrographique.
- l'allure des chroniques de tensiométrie dont on dispose sur la parcelle du Mercy. Celles-ci correspondent malheureusement à une autre période que celle où nous disposons des chroniques pluie-débit ; nous nous en sommes toutefois inspirés pour ajuster certaines caractéristiques hydrodynamiques des horizons pédologiques.
- le réalisme des flux de drainage issus du drainage agricole tel que nous le représentons, par rapport aux flux qui ont pu être mesurés sur des bassins analogues.
- des données de présence et hauteurs d'eau dans les fossés du bassin, ainsi que quelques mesures de débit, existent. Nous pensons les utiliser pour valider la représentation que fait Anthropog du réseau anthropique, et choisir au mieux les paramètres qui le concernent, en distribuant notamment ces derniers spatialement. Nous n'avons toutefois pas pu en disposer,

¹¹ Ce jeu unique n'existe d'ailleurs sans doute pas (Gineste, 1998) : seul un modèle complètement mécaniste et complètement distribué, parfait, pourrait prétendre à l'unicité de ses paramètres (qui ne nécessiteraient d'ailleurs alors pas de calage : correspondant à une réalité physique, ils seraient mesurables sur le terrain).

ce qui a notablement accentué l'aspect méthodologique de l'application d'Anthropog, au détriment de son adéquation à la réalité du terrain.

- La distribution spatiale de l'humidité de surface après un événement pluvieux. De telles données, issues de la télédétection existent (Gineste, 1998, Mérot et Crave, 1994) et permettraient de juger de la pertinence des simulations d'Anthropog.

L'exercice a déjà été effectué, pour ce même bassin, avec TopModel : ce modèle échouait à rendre compte de la saturation dans certaines zones, en partie sans doute parce que l'application qui en était faite utilisait une distribution homogène des sols, et ne distinguait donc pas les sols hydromorphes, qui sont parfois sur ce bassin situées en dehors des fonds de talweg où TopModel prédit la saturation. De même l'épaisseur des sols était considérée constante sur l'ensemble du bassin, ce qui n'est assurément pas le cas.

- l'adéquation aux autres données d'ordre qualitatif disponibles sur le bassin : suivi géochimique et traçage isotopique.

Nous avons déjà souligné dans la première partie de ce chapitre que nous ne reviendrons pas sur certains choix effectués quant aux valeurs de paramètres ou à la représentation que l'on fait de certains processus. Ce partage entre les valeurs qu'on s'autorise à modifier et celles qui resteront inchangées comporte une part certaine d'arbitraire. Le nombre de paramètres potentiellement modifiables au sein d'Anthropog est toutefois trop élevé pour qu'il soit raisonnable de prétendre tous les caler, comme nous l'avons déjà noté. Pourtant, compte tenu des choix effectués, notamment pour la représentation du réseau anthropique, et des données disponibles, nous ne pouvons nous contenter de valeurs mesurées sur le terrain, et un calage est nécessaire.

⇒ Dans l'ensemble, nous avons plutôt privilégié, dans les paramètres que nous nous autorisons à modifier, ceux dont la modification nous semble induire des variations facilement accessibles, par l'expérience ou le suivi de terrain, au niveau des processus représentés.

Les paramètres que nous nous permettrons de modifier sont :

- l'existence ou non du drainage, sa distribution spatiale,
- les conductivités verticales et horizontales des différents horizons pédologiques, ainsi que de la couche factice représentant le drainage,
- la forme des fonctionnelles $K(\theta)$ représentant la variation de la conductivité hydraulique en fonction de la profondeur,
- le coefficient de réinfiltration des brins vers les mailles, et la répartition de cette réinfiltration au sein de la maille (c'est à dire entre la surface et les différentes couches de sol).

Par contre resteront inchangés, au moins au sein du travail présenté ici :

- la profondeur où l'on situe la couche drainée « virtuelle » et son épaisseur (soit 5 cm). Cette représentation du drainage agricole est purement virtuelle, et, compte tenu du peu de données disponibles quant au drainage sur le bassin d'application, nous ne serions pas en mesure de juger si une représentation du drainage est plus réaliste qu'une autre.
- le fait de ne pas représenter le transfert dans le réseau anthropique et hydrographique. Les simulations de temps de transfert dans ces réseaux, effectuées dans le chapitre 2 de la partie III nous ont incités à négliger les temps de transfert. Nous sommes toutefois conscients que des tirants d'eau du même ordre de grandeur que la rugosité du lit du fossé ruinent la validité de ces estimations : il reste qu'il s'agit plus d'un stockage élevé que d'un transfert lent, et nous continuerons à négliger les délais de transfert.
- le module d'évapotranspiration et la répartition de la végétation. Nous avons longuement abordé cet aspect en exposant la mise en oeuvre de la première version de Topog,
- l'absence de fuite vers une nappe profonde. Ce point a été justifié au troisième chapitre de la Partie II, montrant une faible participation de la nappe profonde à la réponse hydrologique du bassin, notamment en période de crue.
- la distribution spatiale des développements de profil pédologiques et des caractéristiques hydrodynamiques des horizons. Il y a donc deux développements de profil «sains», et un développement de profil hydromorphe. Là encore, ce choix a été justifié dans la partie traitant

des données disponibles sur le bassin ; comme nous l'avons déjà souligné à ce moment, nous pouvons toutefois d'ores et déjà supposer que le fait de ne pas représenter la variabilité spatiale des caractéristiques hydrodynamiques des sols compromettra la validité des résultats.

I.2. Application d'Anthropog

I.2.a. Premières simulations.

Dans un premier temps, nous avons appliqué le modèle avec les mêmes données que pour la première application de la version non modifiée de Topog, c'est à dire notamment avec des conductivités hydrauliques à saturation isotropes, égales à celles déterminées par Widiatmaka, et des sols de trois mètres de profondeur. Le drainage agricole était supposé concerner l'ensemble du bassin, et la couche drainante avait des caractéristiques hydrodynamiques analogues à celles de l'horizon labouré, avec une conductivité latérale multipliée par dix toutefois. Les conditions initiales étaient une teneur en eau égale à 80% de la teneur à saturation, dans l'ensemble des horizons pédologiques du bassin, et les simulations couraient de janvier 1994 à mi-1995.

⇒ Comme pour l'application du Topog initial, le bassin était très vite complètement saturé. La différence majeure avec les résultats du Topog standard était que les écoulements sur les versants, pour l'essentiel constitués de ruissellement, étaient interceptés par le réseau anthropique, avant que d'arriver dans un fond de talweg occupé par le réseau hydrographique. En termes de débit simulé, les résultats entre les deux versions étaient similaires.

I.2.b. Modification des conductivités latérales

Nous avons alors comparé l'évolution des profils de potentiel capillaire simulés avec les profils issus du transect tensiométriques de la parcelle du Mercy (Partie II, Chapitre 4).

Les simulations utilisaient :

- des sols de trois mètres, avec une distribution de sols utilisant les développements de profil initiaux, et un drainage uniforme sur le bassin
- des sols de dix mètres de profondeur, avec la même distribution de développements de profil, mais où l'horizon CG est remplacé par l'horizon C-HS, légèrement plus conducteur. Nous verrons en effet que nous serons amenés à utiliser dans la suite des sols plus profonds, avec une couche d'altérite de schiste relativement conductrice.

Les simulations ont été menées respectivement avec les conductivités mesurées par Widiatmaka, ces conductivités multipliées par dix, et enfin des sols aux horizons anisotropes, où les conductivités verticales sont celles mesurées par Widiatmaka, et les conductivités latérales sont multipliées par dix. La couche drainée quant à elle a toujours la même conductivité verticale que l'horizon L, et une conductivité latérale dix fois plus élevée. Nous avons suivi les profils de potentiels capillaires sur trois mailles Topog, représentant les trois développements de profil utilisés sur le bassin.

Les figures 6 et 7 des deux pages suivantes illustrent l'allure des chroniques obtenues, pour les deux profondeurs de sol, sur la maille au développement de profil correspondant aux sols bruns.

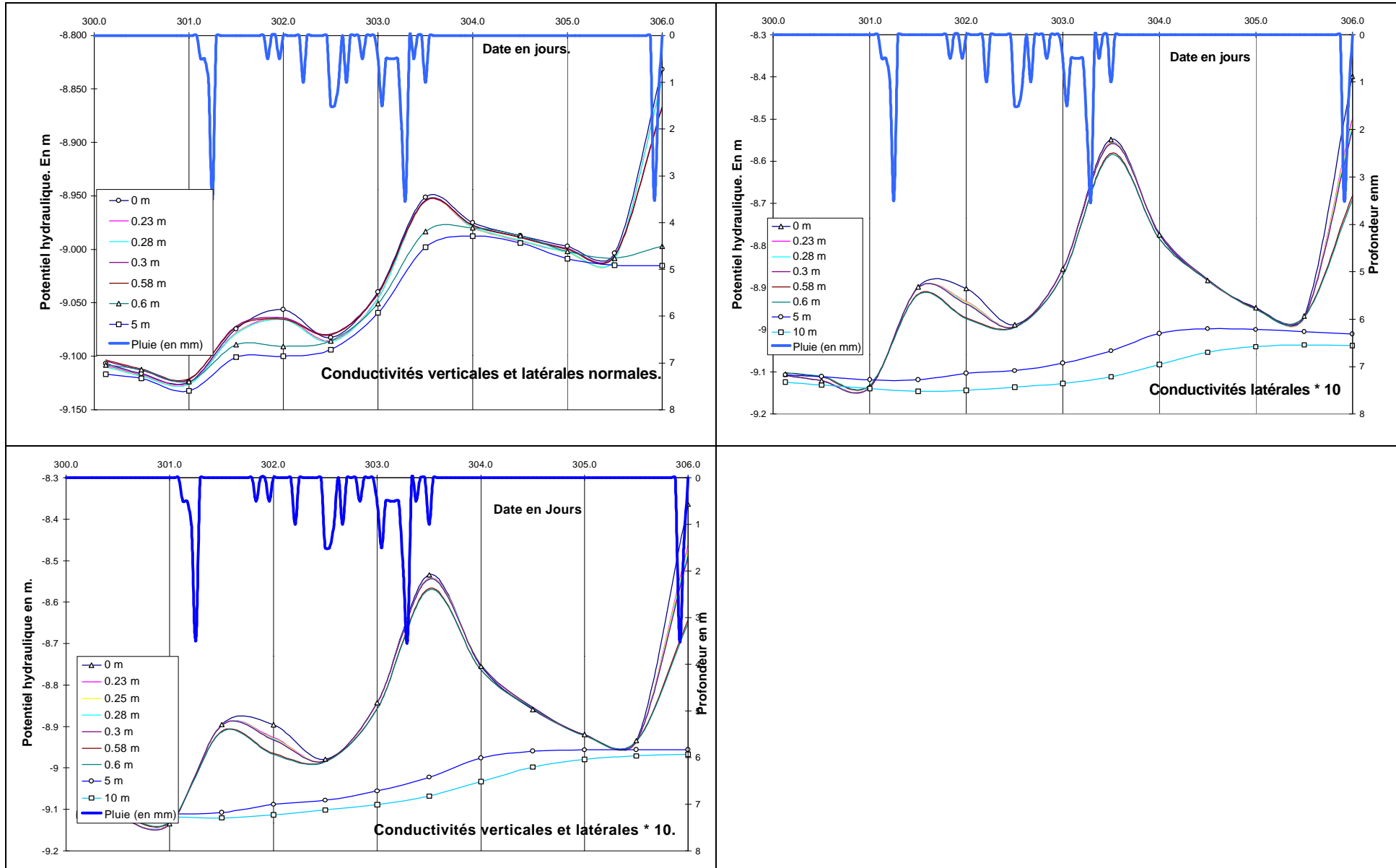


Figure 6 : Sol de 10 m de profondeur. Développement de profil « Sol brun »

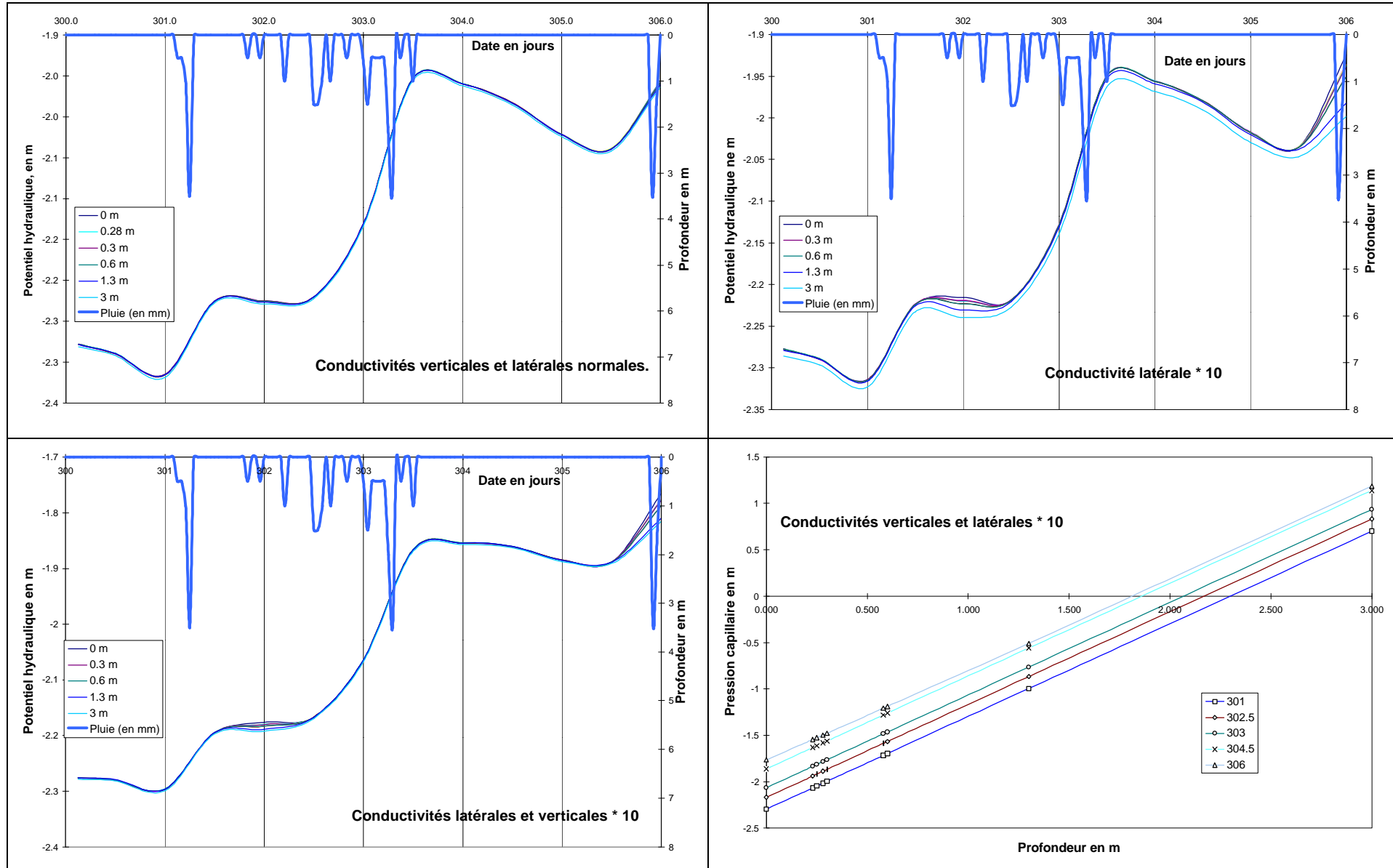


Figure 7 : Sol de 3 m de profondeur. Développement de profil "Sol brun"

Globalement, sauf pour les sols profonds et en utilisant de faibles conductivités, les profils sont quasiment toujours à l'équilibre hydrostatique, quelle que soit la maille Topog, et donc le développement de profil, considérée¹². Cela vient du fait que :

- Les sols peu profonds de trois mètres sont proches de la saturation en permanence, et la nappe capillaire affleure donc toujours. La conductivité hydraulique verticale est ainsi proche de la conductivité à saturation (et ce point est particulièrement prononcé avec la fonction de Brooks et Corey que nous utilisons pour décrire la variation de la conductivité hydraulique avec la teneur en eau).
 1. pour l'horizon éluvial albique Ea, le moins conducteur dont on dispose, la conductivité verticale est de l'ordre de 36 mm/h pour les simulations où la conductivité verticale est multipliée par dix par rapport à la valeur nominale de Widiatmaka. Cette valeur excède largement les intensités pluvieuses rencontrées en général, et il n'y a donc pas de progression d'un bulbe saturé à partir de la surface, mais plutôt élévation du niveau de la nappe à partir du bas,
 2. pour les simulations utilisant des conductivités latérales normales, les profils sont toujours complètement saturés ; les conductivités verticales n'interviennent alors plus, et ce sont les conductivités latérales qui gouvernent tout (via le produit conductivité latérale * gradient hydraulique, alias gradient topographique). Le profil de charge est donc un profil hydrostatique saturé.
- Pour les sols profonds de dix mètres, on est au contraire le plus souvent très loin de la saturation, au moins en surface, et les pressions négatives y sont souvent de l'ordre de -5 à -10 m. Malgré les conductivités verticales à saturation élevées des sols où celles-ci ont été multipliées par dix, les conductivités sont donc faibles, à la pression capillaire considérée. L'allure des profils de charge simulés est alors plus conforme aux profils habituels d'infiltration (front humide, zone non saturée, frange capillaire et nappe sous-jacente). Le ressuyage se fait toutefois là encore très rapidement, pour atteindre l'équilibre hydrostatique en quelques heures.

Au total, les simulations avec conductivités verticales « normales » conduisent à des profils de potentiel capillaire raisonnables au vu des chroniques tensiométriques dont on dispose (Zida, 1998, Cf. Partie II, chapitre 4). Le ressuyage des sols nous semble néanmoins un peu trop rapide, et peut-être faudrait-il modifier la fonctionnelle $K(\psi)$ ou, alternativement, diminuer la frange capillaire à laquelle conduit la fonctionnelle $\theta(\psi)$ utilisée (ce qui revient au même pour la conductivité, si elle est exprimée en fonction de la teneur en eau).

Il paraît par contre hors de question de garder des conductivités latérales du même ordre de grandeur que les conductivités verticales : l'ensemble du bassin serait à saturation l'essentiel du temps, à moins d'utiliser des sols très profonds. Les mesures dont on dispose infirment toutefois une quelconque anisotropie à ce niveau (Llados Soldevila, 1997).

⇒ Dans la suite des simulations, nous utiliserons des horizons pédologiques aux conductivités hydrauliques à saturation verticales égales aux valeurs mesurées par Widiatmaka, et aux conductivités latérales dix fois plus élevées¹³.

Comme nous l'avons déjà noté, compte tenu de l'inadéquation entre l'échelle d'acquisition des mesures de tensiométrie (échelle très locale de la bougie poreuse) ou de la détermination des caractéristiques hydrodynamiques des sols, et l'échelle d'une maille de simulation Topog, nous n'utilisons les chroniques de tensiométrie, ou les mesures de conductivités hydrauliques, que

¹² Ces mailles, si elles ont des développements de profil différents, ont en outre des positions contrastées au sein du bassin, et donc des apports depuis l'amont significativement différents. Cela ne change toutefois en rien nos conclusions.

¹³ Pour la couche drainée, la conductivité verticale vaudra donc dix fois la conductivité verticale de l'horizon L (soit 20.7 m/j) et la conductivité latérale cent fois cette valeur (soit 207 m/j !)

comme des indicateurs servant à classer des situations entre elles, plutôt que comme des valeurs nominales à respecter strictement.

I.2.c. Gradient hydraulique dans la couche drainante.

En premier lieu, l'examen des hauteurs d'eau résiduelles à la surface du bassin montre que les mailles peu pentues situées en haut de versant sont saturées à la surface de façon prolongée et significative, bien que pour l'instant le bassin soit considéré comme entièrement drainé, au sens que la couche drainante virtuelle couvre le bassin dans sa totalité. Ceci est peu réaliste ; c'est par contre normal du point de vue du modèle, compte tenu du gradient hydraulique pris en compte, qui même pour la couche drainante est pris égal à la pente topographique : bien que la conductivité de cette couche soit très forte, multipliée par une pente quasiment nulle, elle conduit à des flux négligeables, et l'eau s'accumule sur ces mailles.

⇒ Nous avons donc décidé de prendre, pour représenter l'influence du drainage agricole, un gradient hydraulique égal à une constante de 10%, et non plus au gradient topographique. Cette valeur paraît raisonnable, au vu des gradients hydrauliques habituels entre des drains agricoles.

⇒ Cette modification s'avère bénéfique quant à la saturation des mailles de haut de versant, et nous garderons à l'avenir ce gradient constant dans la couche drainante.

I.2.d. Capacité de stockage du bassin.

Par ailleurs, les simulations menées avec les conductivités ainsi modifiées font apparaître une insuffisance marquée au niveau de la capacité de stockage du bassin : les épisodes de crue sont bien trop importants, et les récessions très faibles et très courtes, comme nous l'avions également noté pour la mise en œuvre de la version initiale de Topog, avec des conductivités « gonflées ».

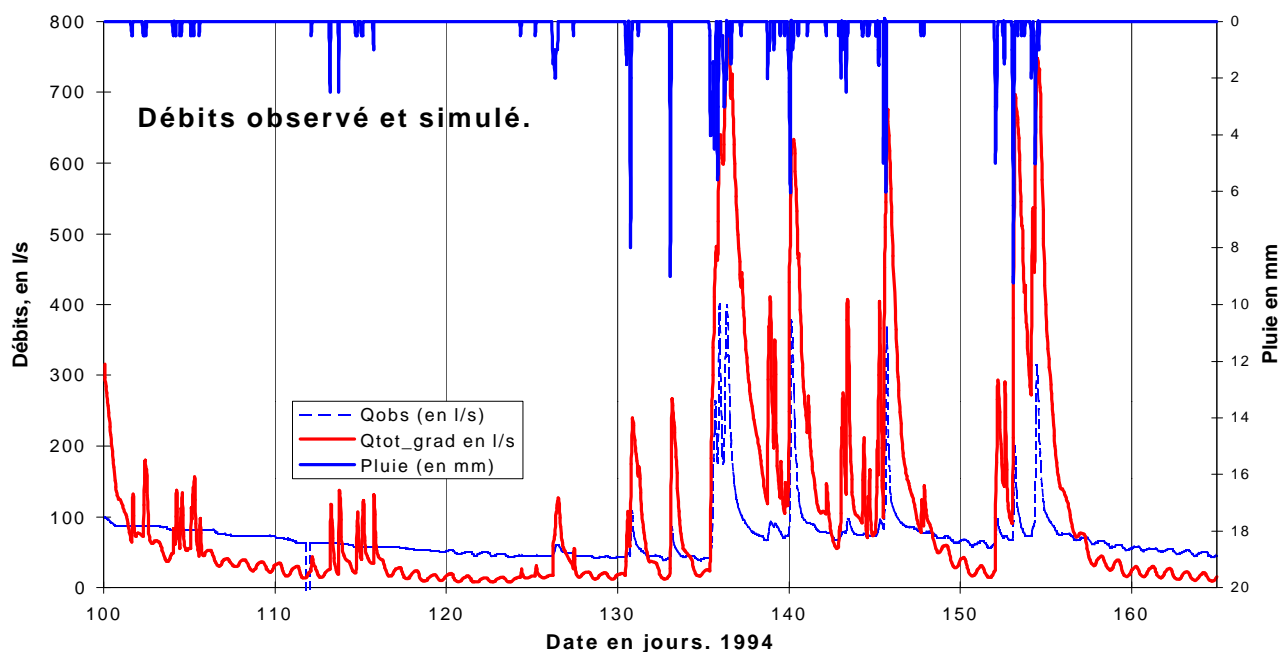


Figure 8 : Chroniques observée et simulée. Mai à juin 1994

Il nous faut donc augmenter la capacité « tampon » du bassin vis à vis des événements pluvieux. Plusieurs solutions sont envisageables :

- introduire une fuite vers une nappe profonde, qui alimente le cours d'eau en soutenant l'écoulement de base,
- augmenter la profondeur et/ou les caractéristiques hydrodynamiques des sols.

- augmenter la capacité de stockage des réseaux anthropique et hydrographique, soit en augmentant les coefficients de réinfiltration et/ou le nombre de brins pour lesquels l'eau qu'ils collectent se réinfiltrant, soit en augmentant les temps de transfert, nuls pour l'instant.

Encore une fois, la réalité passe certainement par un mélange de ces trois solutions. Toutefois, nous avons posé comme hypothèse de travail, après avoir analysé le fonctionnement du bassin dans la deuxième partie, qu'il n'y avait pas de fuite vers une nappe profonde et que les temps de transfert dans le réseau étaient négligeables.

⇒ Il nous reste donc la possibilité de faire varier les caractéristiques de la couche de schistes altérés, et sur les paramètres caractérisant le fonctionnement du réseau anthropique. Il nous semble préférable de commencer par la couche de schiste, dans la mesure où elle est plus susceptible de gouverner le fonctionnement du bassin sur de longues périodes de récession que le réseau anthropique, qui n'est activé que pendant les événements pluvieux, et pendant les courtes périodes qui leur succèdent.

A ce niveau, il est possible d'influer : sur les caractéristiques hydrodynamiques des sols (courbe de rétention, conductivités hydrauliques à saturation, variation de la conductivité avec la saturation), et sur leur profondeur.

Nous avons vu que pour les différents horizons pédologiques, la courbe de rétention était ajustée sur des données expérimentales. Nous n'y toucherons donc pas même si, comme nous l'avons déjà souligné, les présomptions sont fortes que les propriétés de rétention des sols ne soient pas bien décrites à l'approche de la saturation. De même, nous avons au paragraphe précédent décidé d'utiliser des conductivités hydrauliques verticales égales à celles déterminées par Widiatmaka. Ces choix conduisent à un ressuyage des sols un peu trop rapide. Nous ne sommes toutefois pas pour l'instant en mesure de trancher si cela vient :

- d'une mauvaise représentation des caractéristiques hydrodynamiques des sols,
- d'une sous-estimation du stockage d'eau en surface (dans le réseau anthropique, dans la micro-rugosité du sol), continuant à alimenter les sols après que la pluie a cessé, et donnant l'impression d'un ressuyage plus lent.
- Ce ressuyage rapide peut également venir de l'absence de représentation de la rétroaction de mailles aval, potentiellement engorgées, sur les mailles amont, dont Topog considère qu'elles peuvent toujours évacuer l'eau qu'elle contiennent.

Dans la mesure où nous continuons à représenter les sols comme un milieu poreux à simple porosité, c'est à dire sans représenter les macropores de façon explicite, il nous reste ainsi relativement peu de degrés de liberté : la profondeur des horizons pédologiques, la conductivité hydraulique latérale, et la façon dont la conductivité hydraulique varie avec le degré de saturation. Il est très probable que ce dernier point ne modifie pas drastiquement le résultat des simulations, nous n'y reviendrons donc que dans l'étude de sensibilité, en jouant sur le paramètre β de la fonction de Brooks et Corey. Pour ce qui est de la profondeur des horizons pédologiques, elle est connue (modulo la variabilité spatiale au sein des unités cartographiques), sauf pour la profondeur des schistes altérés qui constitue le fond du profil pédologique.

⇒ C'est donc à cet horizon des schistes altérés que nous nous attacherons au paragraphe suivant, en modifiant sa profondeur et sa conductivité latérale à saturation.

1.2.e. Caractéristiques de la couche des schistes altérés. Reproductibilité des simulations

Nous avons dans un premier temps pensé utiliser une expression analytique de la récession d'une nappe sur un versant, pour caler les paramètres d'intérêt. Là encore, comme pour les fossés (Cf. Partie I, Chapitre 3), les expressions analytiques existantes passent par des hypothèses qui ne sont pas vérifiées

au sein de notre système d'intérêt¹⁴, et nous n'avons pas pu les appliquer. Le calage a donc été effectué par approximations successives, méthode fort consommatrice en temps de calcul.

Nous avons tout d'abord effectué une simulation utilisant des sols de dix mètres de profondeur. La figure suivante donne l'allure des courbes obtenues.

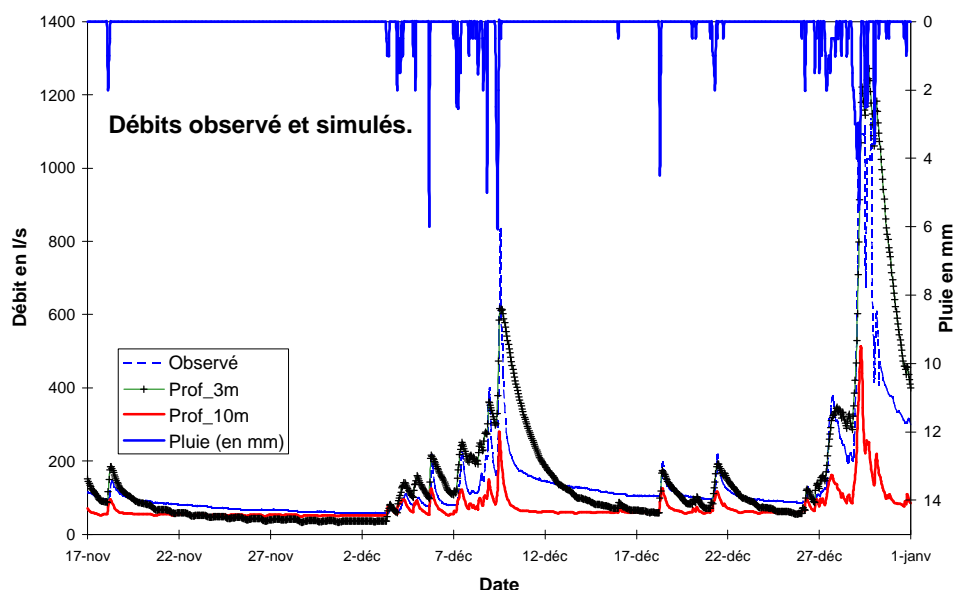


Figure 9 : Comparaison des simulations avec des sols de trois et dix mètres de profondeur. Novembre à décembre 1994

Globalement cette fois, la réponse du bassin est trop amortie. Les récessions sont fortes et s'atténuent trop lentement, la réponse aux événements pluvieux est par contre trop peu marquée, toute l'eau étant engloutie dans un sol trop profond qui ne la restitue que trop lentement.

Une augmentation de la conductivité hydraulique latérale de l'horizon profond diminue la durée des récessions, mais elles sont alors encore plus nettement surestimées pendant quelques heures à quelques jours après le début de la décrue.

⇒ La solution doit donc se situer entre ces deux extrêmes de trois et dix mètres de profondeur.

Notons que parler de « LA » solution est un écart de langage : nous sommes conscients qu'il n'y a pas **une** solution unique : peut-être y en a-t-il plusieurs ; il est plus probable qu'il n'y en a aucune parfaite dans la gamme que nous explorons. En effet, les caractéristiques de la couche de schistes altérés (profondeur, conductivité, propriétés de rétention) sont très certainement variables spatialement, et rien n'assure que l'on puisse en rendre compte par des grandeurs homogènes sur le bassin.

Cette simulation avec une profondeur de sols manifestement exagérée a mis en évidence la durée pendant laquelle les simulations restent sensibles aux conditions initiales. Compte tenu de notre choix de partir d'horizons pédologiques saturés à 80 %, cette durée est d'autant plus élevée que les sols sont profonds et le cumul des précipitations faible. Ainsi, avec un sol de trois mètres, il fallait environ cent jours, ou 320 millimètres de pluie pour effacer l'effet des conditions initiales. Avec un sol de dix mètres de profondeur, il faut quasiment une année entière (1040 millimètres de pluie en 1994) pour remplir suffisamment les sols pour oublier les conditions initiales (et environ 6 mois, ou 500 mm de pluie pour des sols de 6m50).

Une fois cette constatation effectuée, nous avons démarré les simulations à l'automne 1993, et non pas en janvier 1994 comme nous le faisons pour les premières simulations, afin de remplir suffisamment les sols pour que les pluies hivernales soient efficaces en termes de génération de débit.

¹⁴ Il s'agit là encore d'une hypothèse de faible variation de la puissance de la nappe par rapport à son épaisseur totale, ou de très faible pente (quelques pour mille).

Nous avons à cette occasion vérifié la stabilité d'Anthropog, en appliquant plusieurs fois de suite la même chronique climatique au système modélisé, et en observant à partir de combien de temps on retombe sur les mêmes résultats. La figure suivante montre l'évolution du stock en eau sur le bassin, pour un bassin ayant des sols de dix mètres de profondeur, et pour un bassin de 6m50. Pour ce dernier, figure l'évolution du stock en eau pour des simulations débutant respectivement en septembre 1993, et en janvier 1994. La variable représentée est le pourcentage de la porosité disponible sur le bassin qui est occupé par de l'eau.

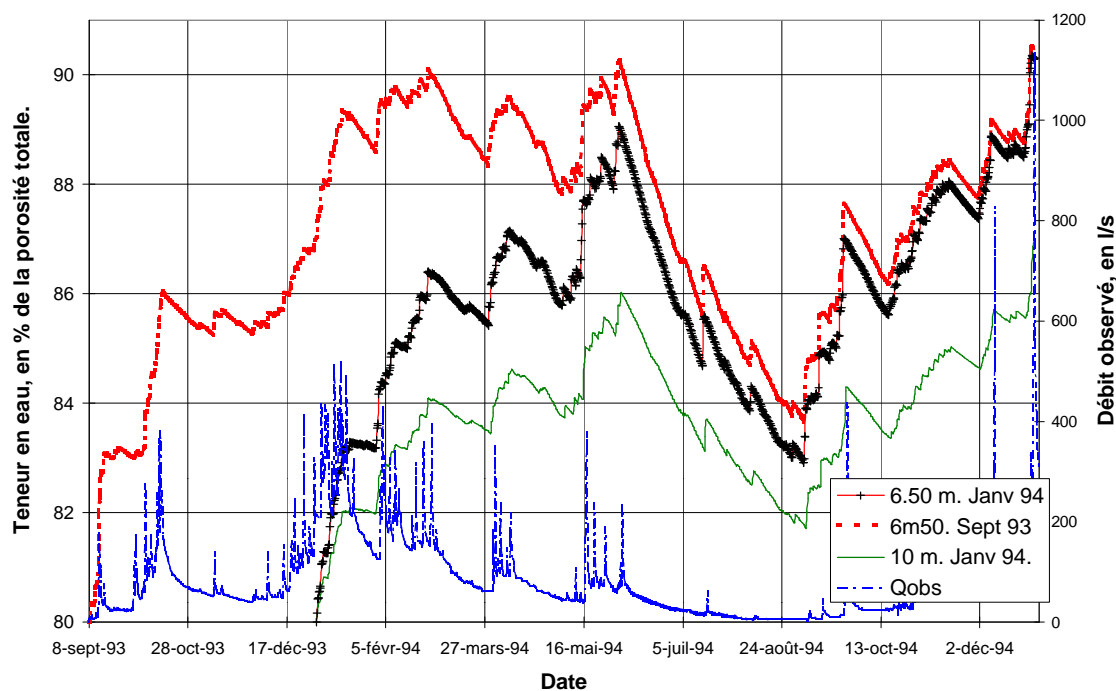


Figure 10 : Evolution des stocks en eau sur un bassin aux sols de 6.50 et 10 mètres

On voit que, très logiquement, le maximum atteint par le stock sur un bassin est d'autant plus tardif que le sol est profond. Pour le sol de 6.50 mètres, au bout d'un an, on retrouve exactement les mêmes résultats, non seulement en termes de stock, mais également en termes de débit simulé et de répartition des hauteurs d'eau résiduelle sur le bassin.

⇒ Nous en déduisons qu'Anthropog est stable, en ce que les mêmes causes produisent les mêmes effets, et qu'une année est suffisante (dans ces simulations, et non dans la réalité) pour effacer l'histoire du bassin, sauf peut être événement pluvieux ou sécheresse exceptionnel.

L'examen des différentes composantes de l'écoulement au sein de quelques mailles que nous suivions plus particulièrement sur le bassin a par ailleurs mis en évidence que l'horizon CG, à la base du développement de profil hydromorphe, était toujours saturé, même avec des sols profonds, et ne pouvait transmettre les flux reçus. L'eau provenant des mailles au développement de profil sain était ainsi transmise aux horizons sus-jacents (ceci à cause de l'absence de rétroaction aval-amont inhérente à Topog), conduisant à un engorgement de ces horizons et un ruissellement simulé ne correspondant pas aux observations.

⇒ Pour résoudre ce problème, nous avons remplacé, dans toutes les simulations qui suivent, l'horizon CG par l'horizon C(g)-HS, légèrement plus conducteur ($4.5 \cdot 10^{-6}$ m/s au lieu de $1.3 \cdot 10^{-6}$ m/s) et présentant une frange capillaire moins épaisse.

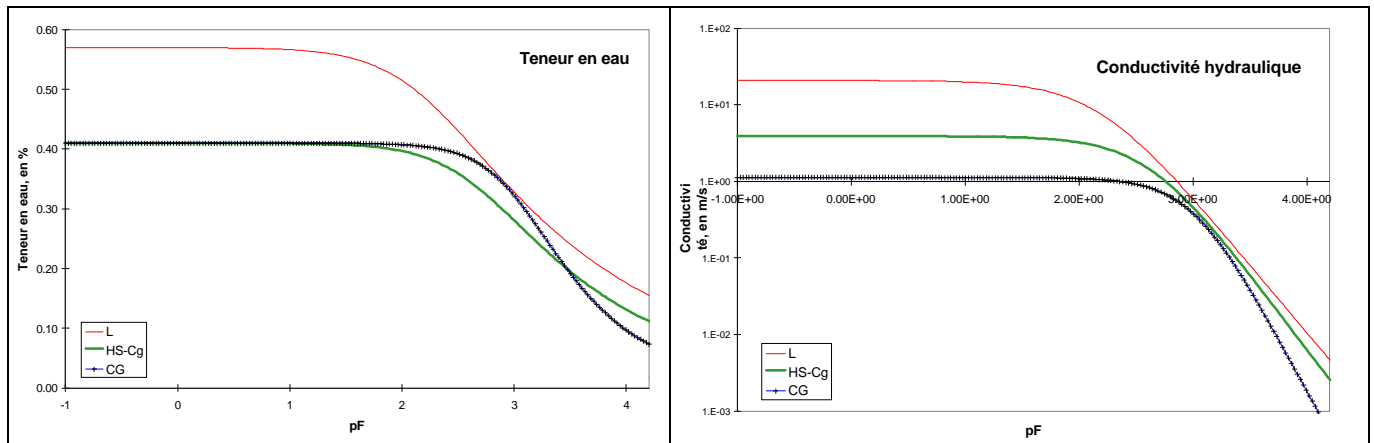


Figure 11 : Courbe de rétention et de conductivité hydraulique des horizons L, CG et HS-Cg.

La figure 12 présente le cumul des lames ruisselées et précipitées, par périodes de 50 jours, pour des simulations utilisant différentes profondeurs de sol, (et pour la simulation utilisant un sol de 6m50, un essai avec une conductivité latérale multipliée par deux - par 20 donc par rapport à la valeur mesurée par Widiatmaka - pour l'horizon profond représentant les schistes altérés HS). On n'a figuré ces cumuls qu'à partir du jour 150, afin de limiter l'influence des conditions initiales.

On voit que les restitutions sont d'autant plus fortes en période pluvieuse et d'évaporation potentielle faible que les sols sont peu profonds, ou les couches profondes conductrices, mais qu'à l'inverse, les périodes estivales conduisent alors à des débits trop faibles.

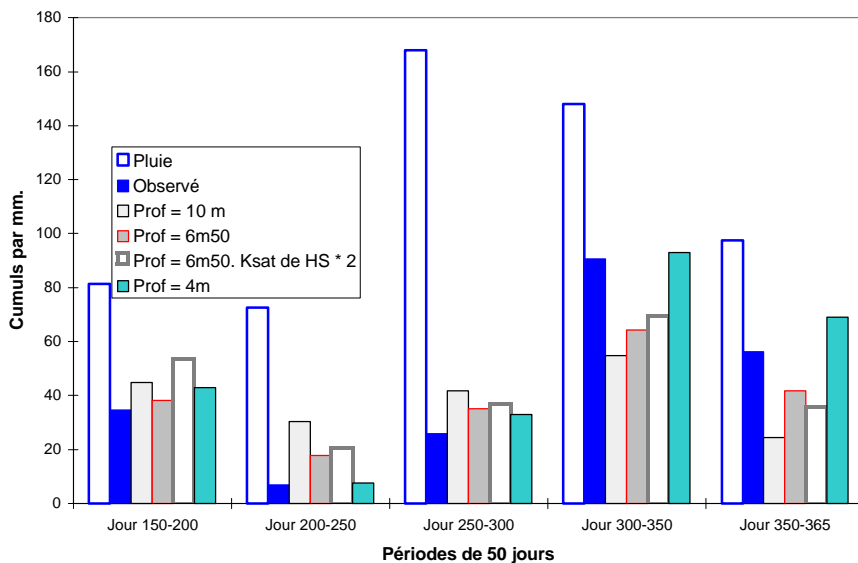


Figure 12 : Cumul des lames précipitées ou écoulées, par période de 50 jours. Année 1994

1.2.f. Configuration retenue

Nous ne détaillons pas plus avant notre opération d'ajustement des caractéristiques de l'horizon des schistes altérés, passablement empirique.

⇒ Nous nous sommes finalement arrêtés à des sols de 5 m de profondeur, avec un horizon HS-Cg homogène sur le bassin, dont la conductivité latérale est multipliée par 15 par rapport à la valeur déterminée par Widiatmaka (soit $6.75 \cdot 10^{-6}$ m/s ou environ 0.6 m/j).

Dans ces conditions, l'allure des récessions paraît raisonnable, et nous pouvons nous attacher maintenant plus particulièrement à la simulation des périodes de crue. Le faire auparavant eut été prématuré dans la mesure où, comme nous le verrons bientôt, modifier les paramètres qui gouvernent le ruissellement, le drainage agricole, ou le comportement du réseau anthropique, n'influe guère que sur la

répartition des flux entre les composantes correspondantes de l'écoulement, sans modifier significativement le débit à l'exutoire. Il serait donc vain de prétendre caler le modèle sans représenter aussi bien que possible l'état de la nappe, auquel il est vrai nous n'avons accès que de façon détournée, via l'écoulement de base en période de récession.

Notons que dans toute cette phase de calage, nous avons pu observer une remarquable adéquation au niveau des montées de crue simulées et observées : tant les débuts de montée que les pics de crue étaient synchrones (à une heure près au plus, ce qui nous semble négligeable, compte tenu du fait que la version actuelle d'Anthropog ne représente pas le transfert dans les réseaux anthropique et hydrographique), et ce quels que soient les paramètres observés. Ceci provient de la réponse rapide du bassin, bien rendue par le bassin tel que nous le simulons.

En fait force est d'avouer que nous aurions du mal à accroître le temps de réponse simulé du bassin, dans l'état actuel du modèle : les sols n'offrent aucune « élasticité », en ce qu'ils ne répondent que quand ils sont saturés (dans les couches supérieures très conductrices, les couches sous-jacentes produisent un écoulement de base régulier mais peu significatif, en termes de débit, par rapport aux pics de crue), mais le font alors rapidement : puisqu'il n'y a pas de rétroaction aval-amont, l'eau surabondante sur une maille rejoint forcément la maille suivante, quand bien même celle-ci n'est pas capable de la recevoir. Tous les temps de transfert et de ressuyage dans la subsurface sont très faibles. Le seul moyen de retarder la réponse du bassin serait d'augmenter les temps de transfert dans les réseaux anthropique et hydrographique, ou d'accroître les volumes stockés et réinfiltrés dans le réseau anthropique (faible pour l'instant, puisque seuls les talus sont considérés contribuer à ce phénomène).

II. Fin du calage. Etude de sensibilité

La fin du calage a plutôt tenu de l'analyse de sensibilité. En effet, comme nous allons le voir, nous n'avons pas réussi à satisfaire à tous les critères énumérés au moment de la présentation de la démarche que nous pensions suivre pour mener à bien ce calage.

Ce relatif échec a tenu en partie à l'absence de données suffisantes pour trancher entre plusieurs jeux de paramètres équivalents en termes de débits observés, et en partie aux défauts de structure inhérents à Anthropog. Le calage a toutefois permis de mettre en évidence la souplesse d'Anthropog, et sa capacité à représenter plusieurs combinaisons de processus dominants, comme nous allons le montrer maintenant.

Nous nous sommes basés, pour mener cette étude de sensibilité, sur une simulation « de référence ». Celle-ci ne correspond certes pas à un calage parfait en termes de débits simulés, comme le montrent les valeurs du critère de Nash qui suivent, mais nous semble représenter un point de fonctionnement raisonnable pour le bassin.

Nous détaillons les paramètres utilisés pour cette simulation au paragraphe suivant.

Critère/ Période	Débit brut	ln (débit + 50)	ln (débit + 600)
150-200	-588	7	-258
200-250	-487	-405	-227
250-300	79	57	74
300-350	35	16	27
350-365	72	77	81

Tableau 3 : Critère de Nash, par période de 50 jours

NB : Jour 1 = 1^{er} janvier 1994

Comme on le voit, les simulations sont peu satisfaisantes, en moyenne, en été : le critère de Nash (Voir Partie II, chapitre 2) est alors fortement négatif, c'est à dire que les simulations sont moins satisfaisantes que ne le serait une valeur constante égale à la moyenne des débits observés sur cette

période. Cela n'a toutefois rien d'étonnant, dans la mesure où le modèle échoue à représenter de façon satisfaisante les longues récessions estivales.

En période de reprise des écoulements (jours 250 à 300) ou de crues fortes (jours 350 à 365), le modèle est plus satisfaisant¹⁵.

II.1. Paramètres testés

Il nous reste à caler la réponse aux événements pluvieux. Nous pouvons pour cela jouer sur :

- la vitesse de ruissellement,
- la conductivité de la couche drainante et le gradient hydraulique qu'on y utilise,
- la conductivité de la couche labourée,
- les paramètres gouvernant le comportement du réseau anthropique.

Nous ne modifierons pas les caractéristiques des couches sous-jacentes : leur profondeur est fixée (dans la mesure où nous avons décidé de ne pas représenter la variabilité spatiale des développements de profil utilisés), et quelques essais de modification de leurs conductivités hydrauliques latérales n'ont entraîné que de faibles modifications dans la réponse simulée du bassin, dans la mesure où les horizons sont peu épais (de l'ordre de 20 à 30 cm) par rapport à la couche de schistes altérés, et peu conducteurs par rapport à la couche drainante ou à la couche labourée.

Dans cette analyse de sensibilité, comme dans l'ensemble des simulations présentées dans ce mémoire, nous ne distribuerons aucun paramètre, mis à part ceux qui sont relatifs aux sols. Ce choix tient à l'absence de données suffisantes pour distribuer les paramètres de façon pertinente. Dans ces conditions, il nous a semblé plus pertinent, dans un premier temps, de juger de l'influence des paramètres à l'échelle du bassin ; il reste qu'il serait intéressant de juger de la sensibilité des simulations à la distribution de certains paramètres, ultérieurement.

Une fois fixées les caractéristiques des schistes altérés, nous avons donc testé :

- plusieurs valeurs du coefficient de Manning. Les valeurs choisies étaient 0.1, 1 et 10,
- deux gradients hydrauliques dans la couche drainée : 5 ou 10 %,
- deux conductivités hydrauliques latérales dans cette même couche (103 m/j et 207 m/j),
- la présence ou pas du drainage agricole,
- plusieurs conductivités hydrauliques latérales dans la couche labourée,
- deux coefficients de réinfiltration dans les brins « qui s'infiltrent » : 2.56 et 10, qui correspondent respectivement à une réinfiltration de 10 et 40 % du volume contenu par le bief considéré par heure,
- différentes répartitions « brins qui coulent » - « brins qui s'infiltrent » : dans un cas, seule l'eau contenue par les talus se réinfiltré, dans l'autre, les routes également contribuent à la réinfiltration.

Les critères utilisés pour analyser les résultats de simulation sont :

- l'analyse des chroniques des différentes composantes de l'écoulement, y compris la chronique de débit,
- le cumul de ces différentes composantes, sur la période entière, et sur des épisodes plus courts,
- la distribution des hauteurs résiduelles d'eau en surface, à différents moments suivant de près des événements pluvieux.

¹⁵ Un critère de Nash basé non sur le débit mais sur $\ln(\text{débit} + \text{constante})$, attribue d'autant plus de poids à une restitution correcte des forts débits que la constante est élevée. Les deux critères utilisant une constante de 50 et 600 respectivement corroborent donc le fait que les simulations sont plus satisfaisantes en période humide.

Simulation de référence

La simulation qui a servi de référence à ces différents tests utilise :

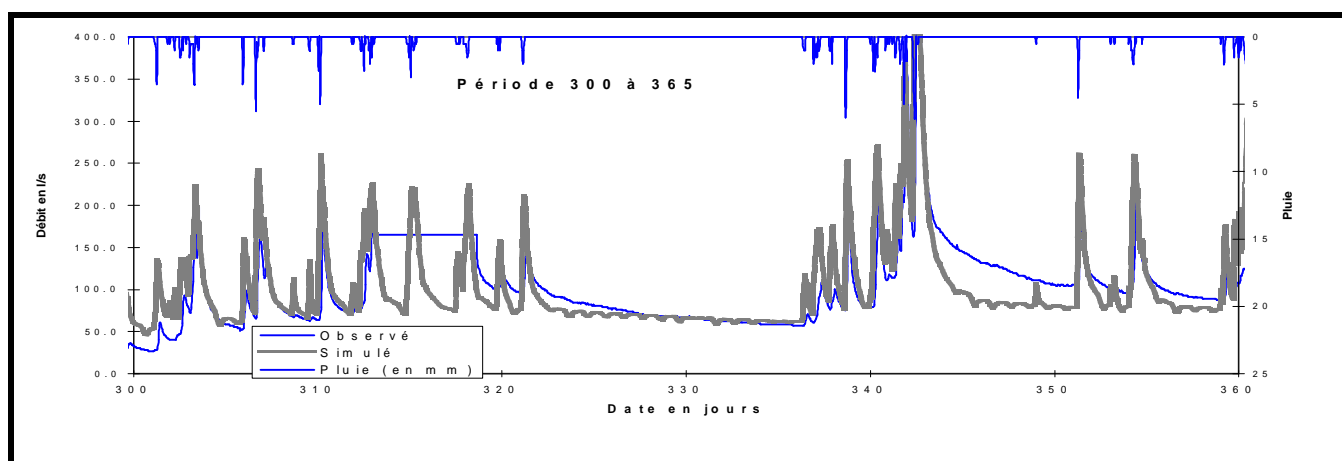
- un coefficient de Manning de 1,
- un gradient hydraulique de 10 % dans une couche drainée dont la conductivité hydraulique est de 207 m/j. La conductivité latérale de couche labourée est dix fois la conductivité verticale.
- seule l'eau contenue dans les brins talus se réinfiltré, à un taux d'environ 10 % par heure.
- l'état initial correspond à l'état obtenu avec ces paramètres au jour 280 de l'année 1994 (soit vers le 7 octobre), après un an de simulation.
- les simulations suivantes vont de ce jour à la fin de l'année 1994.

Avant de présenter l'influence des modifications effectuées, nous donnons les résultats de cette simulation « de référence », sur la période sur laquelle les comparaisons entre simulations ont été menées. Cette présentation permet de donner un premier schéma de fonctionnement du bassin, pour le jeu de paramètres choisi, et de mieux appréhender l'effet des modifications testées plus loin.

La figure 13 présente les chroniques des débits observé et simulé, pour trois périodes :

- Jours 300 à 365. Il s'agit donc de la fin octobre à la fin de l'année, période de reprise des écoulements. Le cumul des précipitations est de 246 mm.
Nous avons écrêté les débits représentés sur le premier schéma à 400 l/s afin d'accroître la lisibilité. Les périodes où les débits sont supérieurs à ce seuil sont représentées de façon spécifique.
- Jours 336 à 344. Il y pleut 63 mm, ce qui provoque une crue très brève atteignant 900 l/s.
- Jours 360 à 365. Il pleut cette fois 75 mm, mais sur un bassin plus saturé, conduisant à une crue multiple, s'étalant sur deux jours environ. Nous avons complété la chronique de débit observé par la chronique simulée par GR4h (voir partie II, chapitre 2) : la courbe de tarage que nous avons seuillée à 1200 l/s ne permet pas en effet de reconstituer l'ensemble de la chronique observée. Les débits simulés par GR4h atteignent 1330 l/s ; les pics de crue simulés par ce modèle sont mieux en phase avec les débits observés que les débits simulés par Anthropog. Par contre Anthropog restitue mieux l'importance relative de chaque pic de crue.

Nous pouvons observer que GR4h, tout comme Anthropog, a du mal à restituer les récessions en deux temps observées sur ce bassin : une première partie de récession très brusque et très rapide (débit décroissant quasiment au niveau initial en quelques heures), suivie d'une récession mieux soutenue que ne le font les deux modèles utilisés. On peut suggérer comme explication pour cette deuxième partie de récession un stockage de l'eau (dans le sol, à la surface, dans une nappe profonde, dans le réseau anthropique), permettant ensuite une alimentation constante de l'écoulement, que les modèles échouent tous deux à représenter.



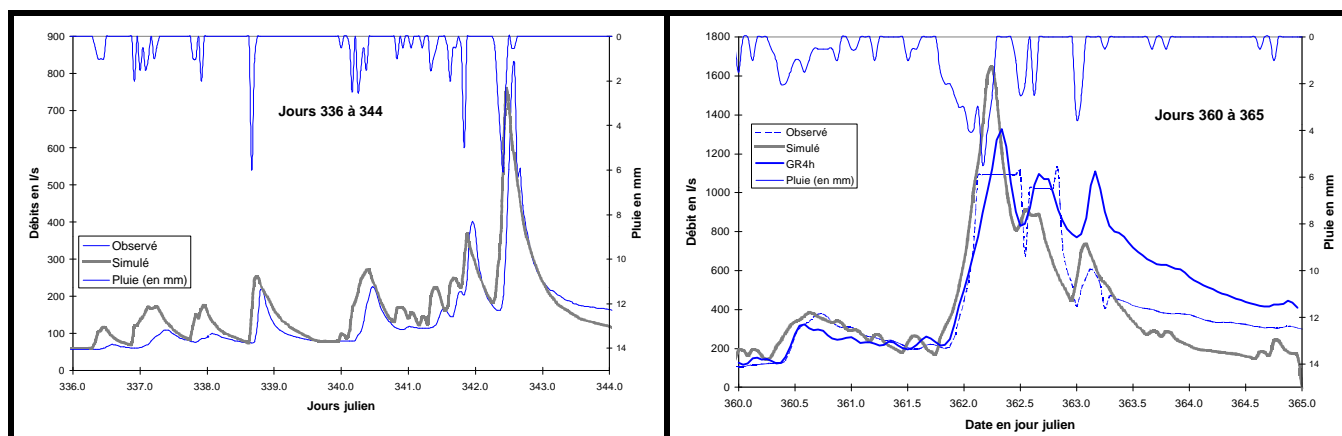


Figure 13 : Chronique des débits observé et simulé. Jours 300 à 365 / 336 à 344 / 360 à 365.

Période	Critère	Débit total	Ruis	Lab	Dra	Sub	Inf_ponc	Inf_dif	Deb_res	ETR
300-365	mm	142	35	2	93	39	14	14	131	19
	% pluie	58	14	1	38	16	6	6	53	8
	% débit	100	25	2	66	27	10	10	92	14
336-344	mm	24	7	0	17	5	3	3	22	2
	% pluie	28	11	1	28	8	5	4	35	4
	% débit	100	29	2	73	20	12	11	92	10
360-365	mm	36	20	1	22	3	5	5	33	1
	% pluie	47	27	1	29	5	7	6	43	2
	% débit	100	57	2	61	10	15	14	91	3

Tableau 4 : Volumes cumulés par composantes de l'écoulement.

Le tableau 4 contient les volumes cumulés, puis le pourcentage qu'ils représentent par rapport à la pluie, et enfin par rapport au débit simulé cumulé, pour chaque composante de l'écoulement¹⁶.

Les coefficients de restitution réels correspondant à ces trois périodes sont respectivement de 59.6 % pour les jours 300 à 365, 32.4 % pour l'épisode des jours 336 à 344, et 50.4 % pour les jours 360 à 365 (60.3 % pour les débits simulés via GR4h, et qui donc ne sont pas seuillés à 1200 l/s). Les simulations d'Anthropog sont donc relativement satisfaisantes. Sans doute les coefficients de restitution simulés sont-ils un peu faibles sur les courtes périodes choisies parce que, comme nous l'avons déjà souligné, les récessions simulées sont plus régulières, et décroissent donc plus lentement que les récessions observées.

Ce tableau permet de montrer l'importance relative des différentes composantes de l'écoulement. L'écoulement subsurface, qui constitue l'écoulement de base, ne représente qu'un quart du volume écoulé sur l'ensemble de la période. Sa contribution relative diminue en période de crue, et ce d'autant

¹⁶ **Ruis** désigne la composante ruisselée, **Lab** la composante écoulee dans la couche labourée, **Dra** la composante issue de la couche drainante, **Sub** l'écoulement subsurface plus profond. **Inf_ponc** correspond aux volumes réinfiltrés au bout des « brins qui coulent » mais ne se jettent pas dans le réseau hydrographique (l'eau se réinfiltré sur une seule maille donc), et **Inf_dif** au contraire aux volumes réinfiltrés tout au long des brins qui s'infiltrent. **Deb_res** correspond au volume écoulé à l'exutoire et qui est passé par le réseau anthropique + hydrographique. Quant à **ETR**, c'est la part de l'eau évapotranspirée.

La somme de ces composantes dépasse les 100% du volume total écoulé. C'est en fait normal, puisque de l'eau ruisselée ou s'écoulant dans la couche labourée par exemple peut être interceptée par le réseau anthropique, être réinfiltrée, et être une nouvelle fois interceptée et comptabilisée.

plus que la crue est prononcée. L'écoulement dans la couche drainée est prépondérant, mais diminue légèrement en cas de crue forte, au profit du ruissellement. Avec les conductivités choisies, l'écoulement dans la couche labourée est négligeable. On voit que l'essentiel des volumes écoulés passe par le réseau anthropique et hydrographique. Quant aux volumes réinfiltrés, ils sont loin d'être négligeables.

Les données nous manquent pour valider le schéma de fonctionnement du bassin auquel conduit cette simulation. Notons toutefois que la part attribuée au drainage paraît raisonnable (si l'on admet que l'ensemble du bassin est soumis au drainage agricole par drains enterrés). Le ruissellement par contre paraît exagéré ; les hauteurs d'eau simulées à la surface du bassin sont d'ailleurs peu réalistes : souvent 3 à 4 mm en moyenne, ce dont il nous semble que cela conduirait à des phénomènes observables si telle était la réalité. Peut être s'agit-il plutôt d'écoulements hypodermiques dans les premiers centimètres de sol, que le modèle n'a pas les moyens de représenter de façon spécifique.

Nous ne commenterons pas plus avant les résultats du modèle, avec le jeu de paramètres choisi : nous verrons que les modifications qui suivent permettent de changer significativement les volumes écoulés pour chaque composante de l'écoulement, notamment les composantes rapides. En l'absence de données permettant de valider un jeu de paramètres plus qu'un autre, cela n'aurait pas grand intérêt d'analyser les résultats plus avant.

Pour chaque simulation, nous n'avons changé qu'un paramètre à la fois : le but était de juger de l'influence de chaque type de paramètre, et des changements multiples simultanément auraient compliqué l'analyse. Nous verrons que ce choix, s'il a facilité l'analyse de sensibilité, a compromis l'efficacité du calage. Nous rappelons toutefois que les simulations sont lentes, l'interprétation des résultats également, et des changements croisés de cette sorte auraient nettement augmenté le temps requis par le calage.

Nous exposons maintenant l'influence de chaque paramètre, avant que de tenter une synthèse de cette analyse et d'en tirer quelques hypothèses quant au fonctionnement du bassin ou aux améliorations à apporter à Anthropog, ou encore aux données disponibles.

II.2. Influence du coefficient de Manning

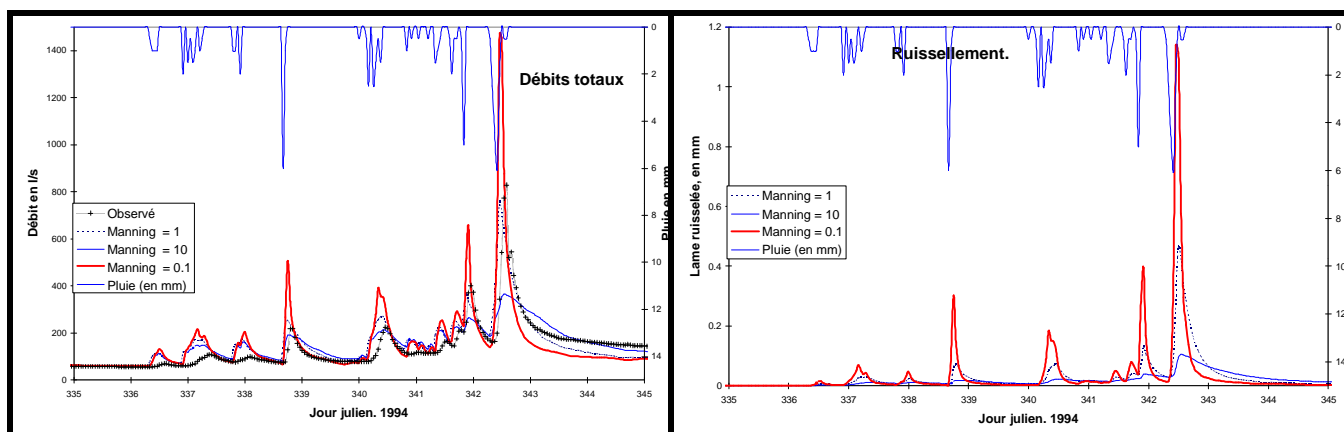


Figure 14 : Débits observés et simulés. Lames ruisselées simulées, pour différents coefficients de Manning.

Les différences entre les simulations sont conformes aux prévisions : la réponse du bassin à un événement pluvieux est légèrement plus rapide, et surtout beaucoup plus forte pour le coefficient de Manning de 0.1 (Strickler = 10) que pour celui de 10 (Strickler = 0.1). Le pic de crue est un peu retardé pour le coefficient de Manning de 10, et plus proche dans le temps du pic observé (les simulations avec un coefficient de 1 ou 0.1 prévoient le pic de crue une heure trop tôt environ). La récession est nettement plus rapide pour le coefficient de 0.1.

Si l'on compare maintenant les cumuls par composante d'écoulement pour les différentes simulations, sur quelques événements individualisés, on voit qu'en termes de volume écoulé, les simulations sont équivalentes. Elles diffèrent surtout au niveau des composantes « ruissellement » et « flux drainé dans la

couche drainante » : plus la rugosité est forte, plus l'eau restant à la surface a le temps de se réinfiltrer, et d'être alors interceptée dans cette couche drainante.

Coefficient de Manning		Débit total	Ruissel-lement	Drainage
Coeff = 0.1	en mm	142	41	88
	% pluie	58	17	36
	% débit	100	29	61
Coeff = 1.0	en mm	142	35	93
	% pluie	58	14	38
	% débit	100	25	66
Coeff = 10	en mm	140	25	99
	% pluie	57	10	40
	% débit	100	18	71

Jours 300 à 365

Coefficient de Manning		Débit total	Ruissel-lement	Drainage
Coeff = 0.1	en mm	36	23	20
	% pluie	48	30	27
	% débit	100	62	56
Coeff = 1.0	en mm	36	20	22
	% pluie	47	27	29
	% débit	100	57	61
Coeff = 10	en mm	32	13	24
	% pluie	43	18	32
	% débit	100	41	73

Jours 360 à 365

Tableau 5 : Comparaison des composantes de l'écoulement pour différents coefficients de Manning.

Le débit cumulé pour la simulation correspondant au coefficient de Manning de 10 est légèrement plus faible que pour les autres simulations, pour la période des jours 360 à 365, parce que la récession n'est pas encore terminée, pour cette simulation. Les chroniques de débit correspondantes sont portées sur la figure 15.

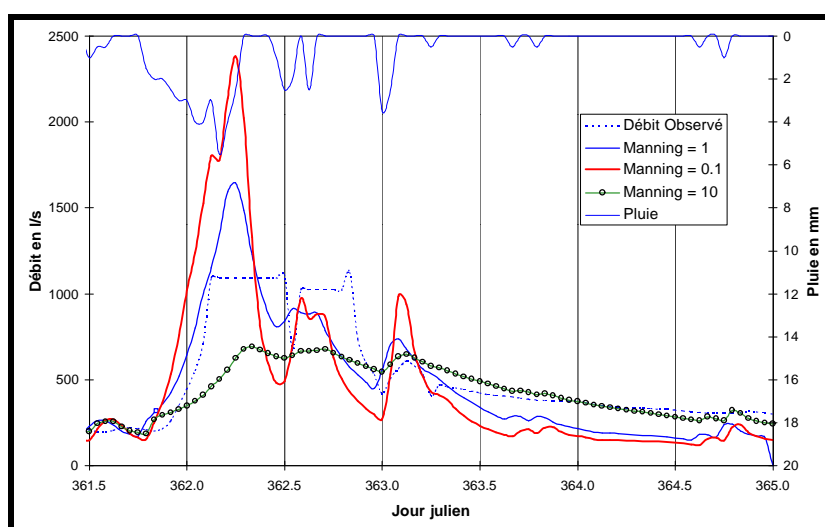


Figure 15 : Chroniques de débit observé et simulés (pour Manning = 0.1, 1 et 10) des jours 360 à 365.

La figure 16 de la page suivante montre la distribution des hauteurs d'eau en surface sur le bassin, pour les simulations avec un coefficient de Manning de 0.1 et 10 respectivement, au temps 362.5 et 364.0 (c'est à dire pendant la pluie, et environ un jour après l'arrêt de la pluie).

On voit que les hauteurs résiduelles sont bien plus fortes pour la rugosité la plus élevée (et atteignent d'ailleurs des niveaux peu réalistes, de 3 mm d'eau ou plus en surface), et que l'eau stagnant en surface disparaît moins vite.

Au total donc, on voit que la modification du coefficient de Manning ne change pas la réponse du bassin en termes de volumes écoulés, mais influe significativement sur la vitesse et l'amplitude de la réponse du bassin aux événements pluvieux, ainsi que sur la répartition ruissellement/écoulement de subsurface (drainage ici en l'occurrence).

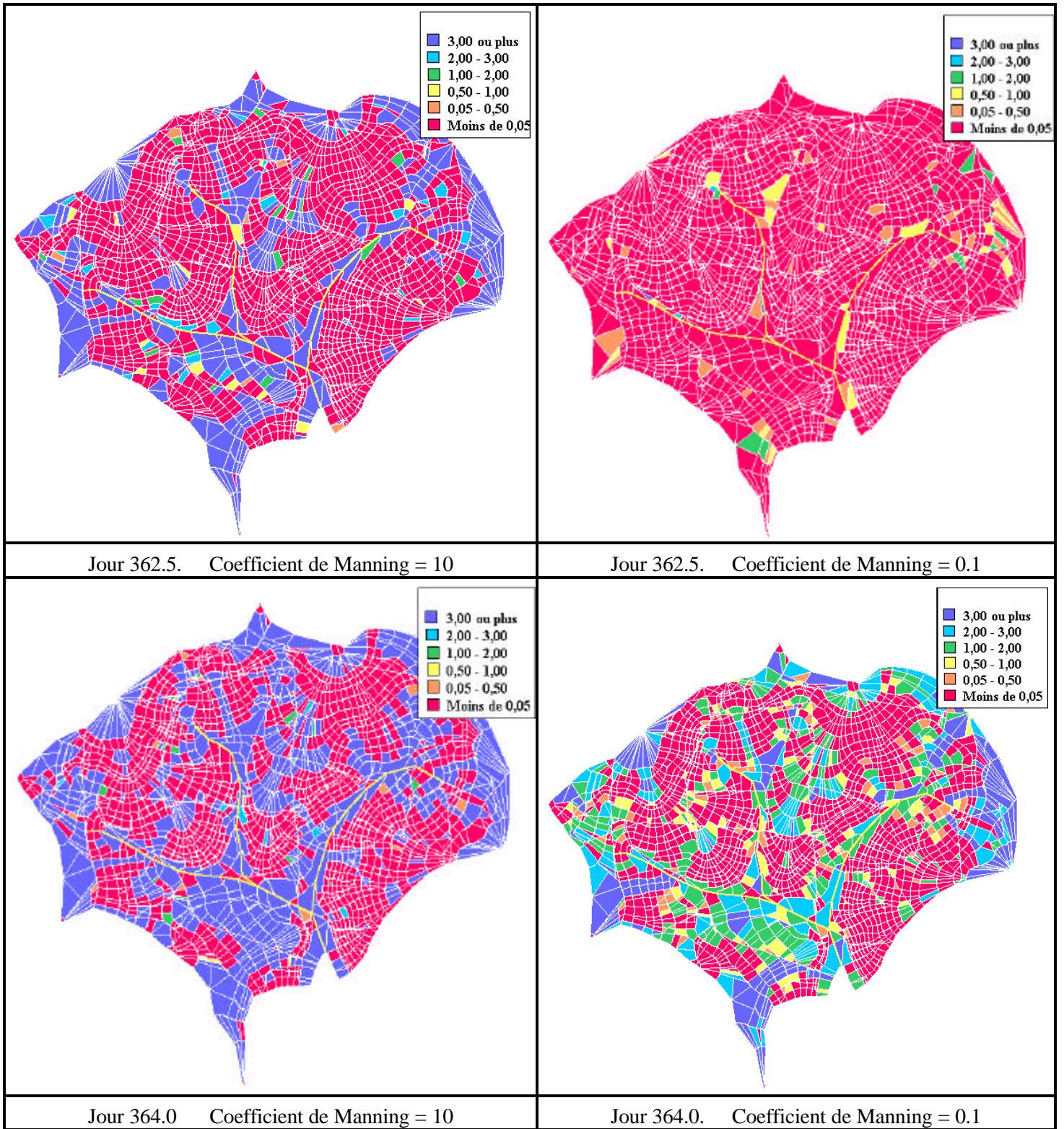


Figure 16 : Hauteurs résiduelles aux jours 362.5 et 364

II.3. Caractéristiques de la couche drainante

Le test suivant a consisté à modifier les caractéristiques de la couche drainante : conductivité hydraulique à latérale (207 m/j ou 103 m/j), et gradient hydraulique pris en compte pour gérer les écoulements latéraux sortant (5 ou 10 %).

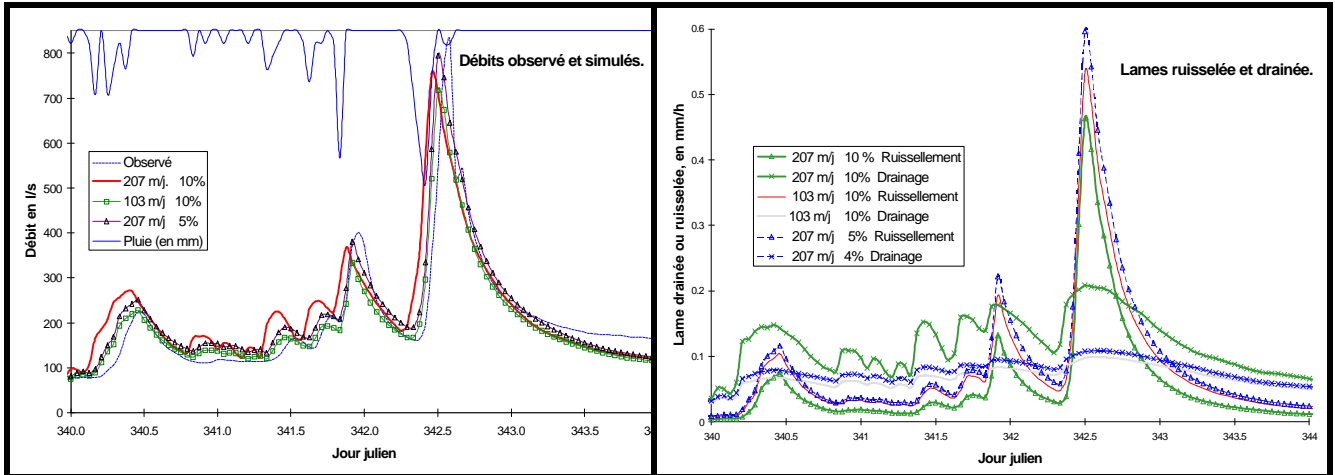


Figure 17 : Comparaison des débits observés et simulés. Comparaison des lames drainée et ruisselée

Coefficient de Manning		Débit total	Ruissellement	Drainage
K = 207 m/j Grad = 10 %	en mm	142	35	93
	% pluie	58	14	38
	% débit	100	25	66
K = 103 m/j Grad = 10 %	en mm	128	51	59
	% pluie	52	21	24
	% débit	100	39	46
K = 207 m/j Grad = 5 %	en mm	141	57	67
	% pluie	57	23	27
	% débit	100	40	47

Période des jours 300 à 365

Coefficient de Manning		Débit total	Ruissellement	Drainage
K = 207 m/j Grad = 10 %	en mm	36	20	22
	% pluie	47	27	29
	% débit	100	39	46
K = 103 m/j Grad = 10 %	en mm	34	26	13
	% pluie	45	35	17
	% débit	100	77	38
K = 207 m/j Grad = 5 %	en mm	36	27	14
	% pluie	47	36	18
	% débit	100	77	38

Période des jours 360 à 365.

Tableau 6 : Comparaison des composantes de l'écoulement pour différentes caractéristiques de la couche drainante

Les modifications en termes de débit sont assez faibles, si ce n'est que la réponse du bassin est très légèrement retardée pour les simulations où la couche drainante est moins « performante », et les pics de crue légèrement plus élevés : il y a là encore échange entre composante drainée et ruisselée, et le ruissellement est légèrement moins rapide que le drainage. Curieusement, la différence entre les simulations est plus sensible sur la longue période des jours 300 à 365 que pour les épisodes pluvieux, surtout pour la simulation où l'on diminue la conductivité dans la couche drainante, ce pour quoi nous ne voyons pas d'explication satisfaisante.

II.4. Augmentation de la conductivité latérale de l'horizon labouré

Nous avons également tenté d'augmenter la conductivité de la couche labourée. Nous ne présentons pas les résultats, équivalents aux précédents. L'augmentation de cette conductivité entraîne un accroissement des

volumes écoulés dans cette zone, et diminue d'autant la composante « ruissellement », et les hauteurs d'eau résiduelles. La réponse en termes de débit simulé est par contre similaire, dans l'allure des chroniques comme dans les cumuls.

II.5. Influence de la fonction décrivant l'évolution de la conductivité hydraulique avec la saturation

Comme l'analyse des simulations précédentes nous semblait indiquer un ressuyage un peu trop rapide pour les sols, nous avons modifié la fonction décrivant la variation de la conductivité hydraulique avec la saturation. Nous avons préféré, pour ce premier test, nous en tenir à la relation de Brooks et Corey utilisée pour les simulations précédentes, mais en changeant la valeur du coefficient β qui apparaît dans l'expression $K(q) = \left(\frac{q}{q_s}\right)^b$. Jusqu'à présent nous avons pris $b = \frac{1-m}{m} + 3$; nous voulons que la courbe de conductivité soit moins creusée, afin que les sols cessent de couler plus tard : il faut donc diminuer la valeur de β . Nous prendrons $b = \frac{1-m}{x.m} + 3$, avec $x > 1$. Les contraintes mathématiques imposées par le respect de certains aspects physiques des écoulements, notamment de l'infiltration (Fuentes et al., 1992) limitent la gamme que peut parcourir β . Nous ne détaillerons pas ces contraintes ici ; notons simplement qu'une valeur de x égale à 4 y satisfait : c'est donc la valeur que nous avons choisie pour les simulations qui suivent.

La figure 18 illustre l'influence de la valeur de x sur les courbes $K(\theta)$ ou $K(\psi)$ pour les horizons L et BT : dans la gamme des potentiels capillaires intermédiaires, la conductivité est plus élevée pour $x = 4$ que pour $x = 1$, comme nous l'escomptions.

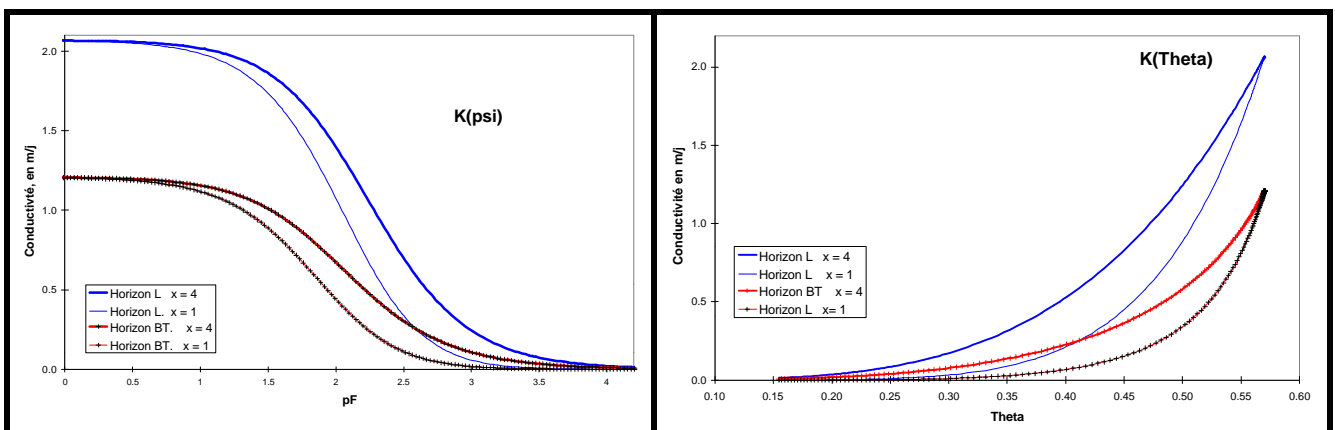


Figure 18 : Evolution de la conductivité des horizons L et BT, pour $x = 1$ et 4

⇒ En termes de simulations via Anthropog, par contre, les changements sont inexistantes, que l'on se base sur les chroniques de débit simulé ou des différentes composantes de l'écoulement. Il faut suivre de très près les profil de potentiel capillaires dans le sol pour voir de légères différences entre les deux simulations, très fugaces de surcroît.

Ceci confirme les tests que nous avons effectués plus tôt, sur l'influence des fonctions utilisées pour représenter les caractéristiques hydrodynamiques des sols, et qui avaient conclu de même à une influence négligeable, à l'échelle où les simulations sont menées. Notons toutefois que ces premiers tests n'étaient pas parfaitement concluants, dans la mesure où ils avaient été menés sur un bassin essentiellement saturé : ce n'est plus le cas ici.

II.6. Influence du drainage

Pour juger de l'influence de la présence du drainage, nous avons effectué une simulation sans drainage aucun. Nous aurions également pu envisager une simulation où, par exemple, seuls les sols hydromorphes

étaient drainés ; pour limiter le nombre de simulations toutefois nous avons appliqué cette solution manichéenne.

La figure 19 montre les débits observé et simulé, ainsi que la comparaison des lames ruisselées simulées avec et sans drainage. Là encore, la réponse du bassin est légèrement retardée, quand on supprime le drainage, et l'essentiel de la réponse rapide passe par le ruissellement, comme le confirme l'examen des cumuls des volumes écoulés par composante. Les pics de crue sont plus forts, les récessions par contre sont similaires, ainsi que les écoulements subsurfaceux profonds.

Les hauteurs résiduelles en surface sont évidemment très élevées dans le cas où l'on supprime le drainage, nous ne les présentons pas ici, car elles ne nous semblent pas présenter un intérêt majeur.

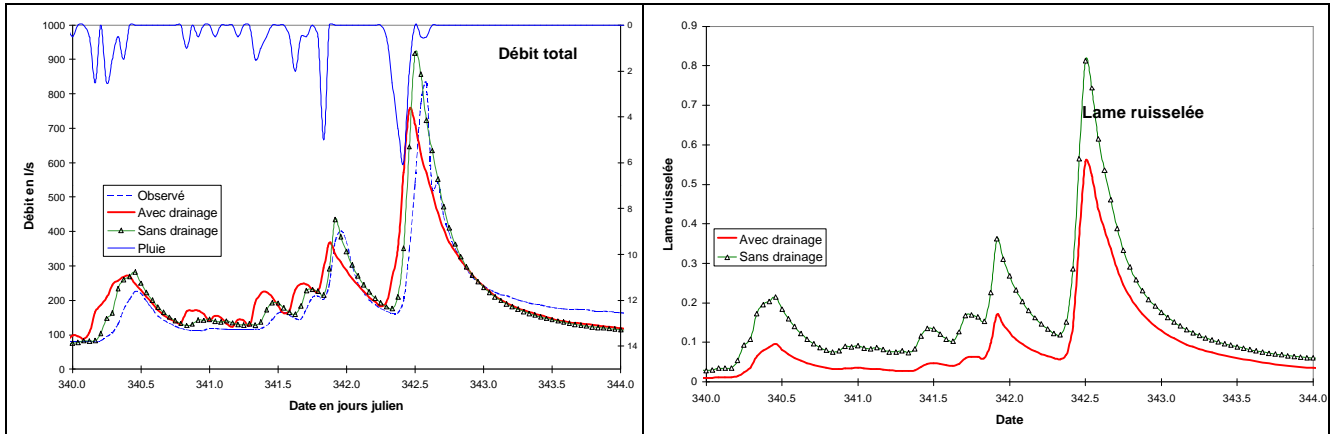


Figure 19 : Débits observé et simulés. Lames ruisselées. Jours 340 à 344

	Avec drainage				Sans drainage			
		Débit total	Ruis	Lab	Dra	Débit total	Ruis	Lab
300 à 365	en mm	142	35	2	93	139	111	10
	% pluie	58	14	1	38	57	45	4
	% débit	100	25	2	66	100	80	7
336 à 344	en mm	24	7	0	17	23	21	1
	% pluie	38	11	1	28	37	34	2
	% débit	100	29	2	73	100	92	6
360 à 365	en mm	36	20	1	22	36	40	1
	% pluie	47	27	1	29	48	53	2
	% débit	100	57	2	61	100	112	4

Tableau 7 : Comparaison des composantes de l'écoulement. Avec et sans drainage.

II.7. Caractéristiques du réseau anthropique

Nous avons pour l'instant fixé de façon arbitraire les paramètres contrôlant le comportement des éléments du réseau anthropique : coefficient de réinfiltration, partage « brins qui coulent » / « brins qui s'infiltrent ». Il convient de tester l'influence de ces choix. Pour ce faire, nous avons dans une première simulation, modifié le coefficient de réinfiltration depuis les brins qui stockent et réinfiltrent l'eau qu'ils contiennent (les talus donc), et dans une autre simulation modifié la répartition des brins qui coulent et des brins qui s'infiltrent, en considérant que l'eau interceptée par les routes était également soumise à réinfiltration.

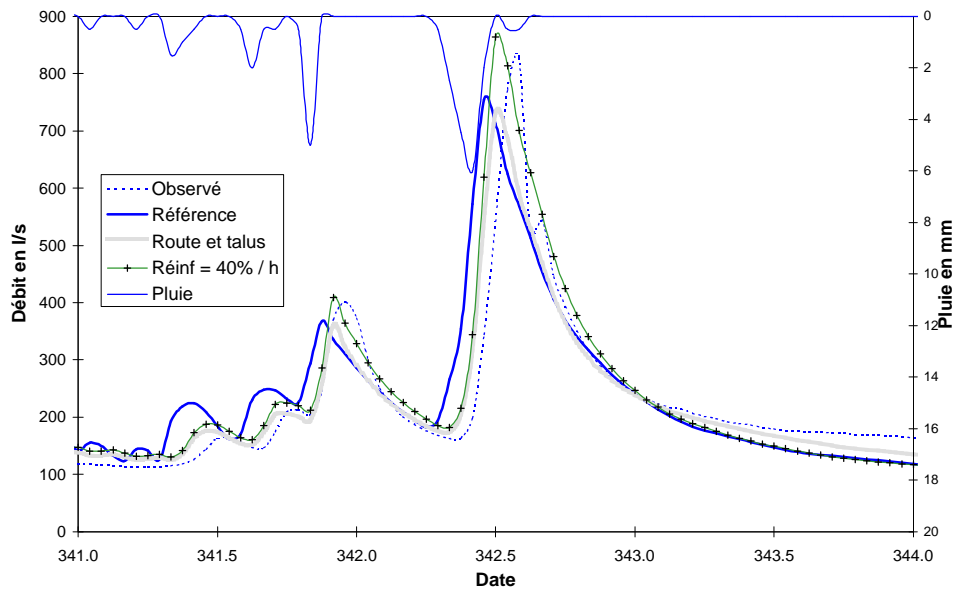


Figure 20 : Débits observé et simulés, pour différentes caractéristiques du réseau anthropique.

Nous ne présentons cette fois que les cumuls par composante de l'écoulement relatifs à la période 336-344 : les commentaires que nous pourrions faire seraient les mêmes pour les périodes 300-365 et 360-365.

	Débit total	Ruis	Lab	Dra	Inf_Ponc	Ind_dif
Référence						
en mm	24	7	0	17	3	3
% pluie	38	11	1	28	5	4
% débit	100	29	2	73	12	11
Réinfiltration : 40 % / h						
en mm	23	1	1	6	3	2
% pluie	36	26	1	9	4	4
% débit	100	72	4	25	11	10
Routes et talus stockent et infiltrent						
en mm	22	19	1	6	1	9
% pluie	35	31	2	10	1	14
% débit	100	88	5	30	2	41

Tableau 8 : Cumuls des volumes écoulés dans les différentes composantes. Jours 336 à 344.

Les changements entraînés par ces deux modifications sont différents :

- Dans le premier cas, où l'on augmente le coefficient de réinfiltration, les volumes réinfiltrés changent peu (ils sont seulement avancés dans le temps), la pointe de crue est légèrement retardée, et plus forte, et la composante ruisselée beaucoup plus importante. Ceci provient de la façon dont Anthropog gère les réinfiltrations : pour ne pas saturer exagérément les profils, quand il faut faire se réinfiltrer un volume d'eau, on en affecte la moitié en subsurface (en le répartissant au prorata des transmissivités des couches pédologiques le constituant), et la moitié restante est versée en surface. Quand les flux arrivant à la surface sont exagérément élevés, on la sature donc, accroissant d'autant le ruissellement.
- Dans le deuxième cas, où routes et talus sont déclarés stocker et réinfiltrer l'eau, le volume réinfiltré ponctuellement chute fortement : c'est normal puisque seuls les rares fossés non connectés réinfiltrent l'eau qu'ils contiennent de cette façon. Tous les autres brins la « réinfiltrent » le long de leur trajet, moitié en subsurface - moitié en surface, ce qui explique la

saturation de surface et la composante très élevée pour le ruissellement. En termes de débits, les pics de crue sont moins élevés, et les récessions mieux soutenues au début.

Le fait d'apporter tant d'eau de façon locale en surface conduit à des composantes ruisselées peu crédibles. La simulation basée sur l'hypothèse que talus et routes stockent et réinfiltrent l'eau montre toutefois que l'on peut atténuer le pic de crue, et soutenir légèrement les récessions par le seul biais du réseau anthropique. Il serait intéressant de mener des simulations où les brins stockent pour partie, et alimentent pour partie l'exutoire : là encore, nous manquons de données pour ce faire, et notre but était de tester des hypothèses extrêmes, pour juger de la souplesse de la réponse d'Anthropog.

II.8. Influence du réseau anthropique. Influence du maillage utilisé : maillage Topog / maillage Anthropog

L'étape ultérieure consiste à juger de l'influence du réseau anthropique sur les écoulements. C'est en effet l'hypothèse que le réseau de fossés, talus et routes avait un rôle prépondérant sur la réponse du bassin, au moins pour ce qui concerne les écoulements rapides de surface et de proche subsurface, qui a motivé la modification profonde de Topog que nous avons entreprise, afin de permettre la représentation de l'influence de ces structures sur le comportement hydrologique d'un bassin.

Pour vérifier cette influence, nous avons donc effectué une simulation où nous avons supprimé le réseau anthropique, en gardant par ailleurs les mêmes paramètres que dans la simulation de référence, et en préservant le réseau hydrographique. Notons dès à présent que cette suppression du réseau anthropique oblige à supprimer également le drainage artificiel souterrain, suppression dont on a vu qu'elle conduisait à des écoulements se produisant essentiellement sous forme de ruissellement, ce qui n'est guère représentatif du bassin de Kervidy.

Le réseau anthropique est donc ici « virtuel », au sens où il est inactif, mais où le maillage utilisé est celui utilisé dans les simulations précédentes, issu du couplage [maillage Topog - réseau anthropique]¹⁷. Pour vérifier l'innocuité du changement de maillage qu'implique le couplage avec le réseau anthropique (Cf. Chapitre 1), nous avons également effectué une simulation utilisant le maillage initial Topog (sans réseau anthropique donc), dont nous présentons les résultats ici, afin de juger des différences avec les résultats de la simulation avec réseau virtuel et maillage issu du couplage.

Les simulations ont ici dû être menées sur la période automne 1993-fin 1994, puisqu'il n'était plus possible d'utiliser comme conditions initiales les résultats d'une simulation précédente. La figure 21 montre les débits simulés, et la lame ruisselée :

- avec réseau anthropique mais sans drainage,
- sans réseau anthropique mais avec le maillage issu du couplage,
- enfin sans réseau anthropique et avec le maillage initial Topog.

¹⁷ Il a donc fallu modifier les connexions pour les mailles dont au moins une des composantes de l'écoulement (α , β , γ - Voir partie III, chapitre 3) se jetait dans un brin du réseau anthropique. Quand une telle maille avait une de ses composantes (γ en général) qui se jetait dans une autre maille, on a affecté à cette dernière, pour cette simulation, tous les flux issus de la maille considérée. Par contre, pour les cas particuliers où les trois composantes issues de la maille se jetaient dans un brin, on a affecté l'ensemble des flux issus de cette maille au réseau hydrographique. On accélère ainsi les écoulements, en ne permettant pas aux volumes d'eau ainsi traités de cheminer sur un versant, mais les surfaces concernées sont faibles (ainsi que les surfaces amont drainées par ces mailles, puisque c'est en fait ce qui importe ici).

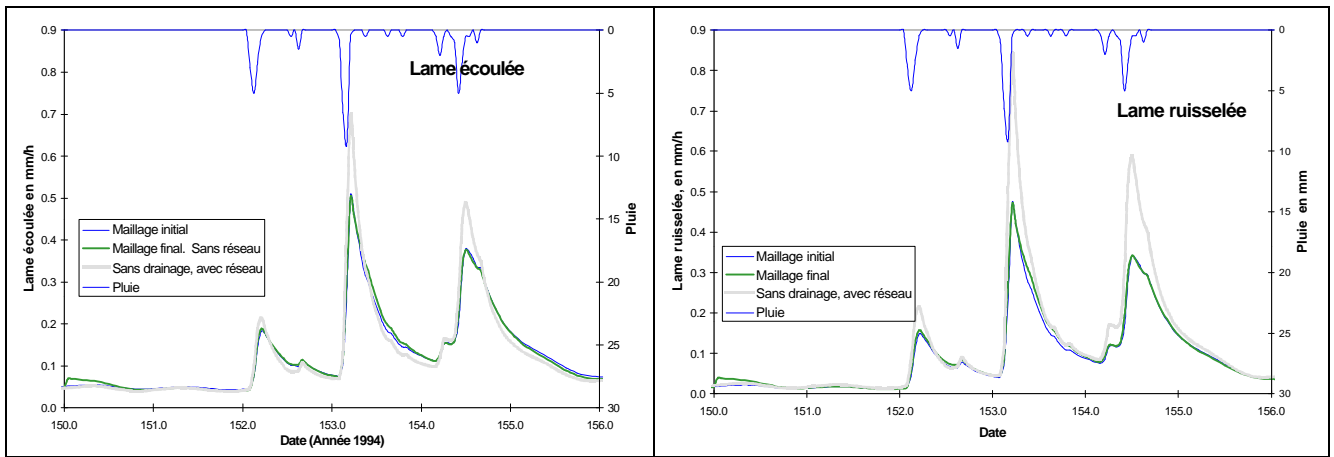


Figure 21 : Simulation avec et sans réseau anthropique.

On voit sur ces figures que les simulations avec maillage initial et avec maillage issu du couplage avec le réseau anthropique sont équivalentes, ce qui est rassurant. Cela signifie en effet que la simple modification du maillage (et des connexions de maille à maille pour celles que ce couplage a perturbées) n'entraîne pas de modification sensible dans les résultats de simulation, tout au moins avec le jeu de paramètres choisi. Nous avons en effet évoqué au chapitre précédent la crainte que le changement de résolution, et de forme de maille ne biaise les résultats de simulations.

Notons toutefois, pour être complet, que dans les épisodes où le bassin est très saturé, la réponse du bassin « témoin », c'est à dire avec maillage initial est très légèrement plus faible que celle du bassin avec réseau anthropique virtuel. Les surfaces saturées par contre sont un peu plus importantes pour cette simulation témoin : ceci vient du fait qu'en moyenne, avec ce maillage, les mailles bordant le réseau hydrographique sont plus grandes : la surface considérée comme saturée est donc surestimée. Le même phénomène est évoqué par Saulnier (1996), qui utilise TopModel.

Pour ce qui est des différences entre les simulations avec et sans réseau anthropique, elles sont légèrement plus sensibles : la réponse du bassin avec réseau anthropique (mais non drainé) à un événement pluvieux est plus forte et la récession légèrement plus rapide : ceci vient du fait que les écoulements se développant sur un versant, en ruissellement ou proche subsurface, sont plus vite interceptés, puisqu'ils trouvent sur leur trajet des éléments du réseau anthropique, alors qu'ils doivent dans le cas contraire rejoindre le réseau hydrographique.

Notons d'ailleurs que pour cette simulation avec réseau, la lame ruisselée est plus importante que la lame écoulée à l'exutoire : une partie de cette lame est interceptée par des brins « qui s'infiltrent », et est donc stockée et réinfiltrée, plutôt que de contribuer au débit à l'exutoire.

Ceci étant, les différences entre les deux simulations ne sont pas spectaculaires, et pourraient faire douter de l'intérêt de représenter spécifiquement l'influence du réseau anthropique sur les écoulements. Pour pondérer cette impression fâcheuse, notons toutefois que la simulation sans drainage est quant à elle fort différente de la simulation de référence, et que c'est plutôt à cette dernière qu'il convient de comparer la simulation avec réseau anthropique virtuel.

Conclusion

I. Résultats des simulations

La mise en œuvre d'Anthropog sur le bassin de Kervidy peut être décomposée essentiellement en trois parties :

- l'application de la version initiale de Topog, en respectant au mieux les données disponibles, notamment pour ce qui concerne la description des caractéristiques hydrodynamiques des sols,
- l'application du modèle modifié Anthropog, et la recherche d'un calage correspondant à un point de fonctionnement raisonnable du bassin,
- une étude de sensibilité à certains paramètres, autour de ce point de fonctionnement.

Chacune de ces étapes permet de mieux cerner le comportement de Topog ou de sa version modifiée, ses capacités et ses limites. Elles nous permettent également une réflexion, d'une part sur les données propres à Kervidy, mais aussi plus généralement sur l'adéquation des données disponibles en général à une démarche de modélisation distribuée comme celle que nous menons.

★ L'application du Topog initial, avec les données mesurées sur le bassin, conduit à des résultats peu réalistes : le bassin disparaît sous l'eau, qui ne quitte le bassin que par évapotranspiration, les débits simulés étant très faibles.

Plusieurs explications paraissent possibles, outre le fait que la première version du modèle ne représente pas de réseau hydrographique, allant d'une erreur dans le schéma de résolution du modèle à une inadéquation des conductivités hydrauliques utilisées ou à la non pertinence du choix que nous avons effectué de négliger la nappe profonde. Chaque hypothèse, testée individuellement, améliore les résultats conformément à notre attente, mais ne suffit pas à obtenir des simulations raisonnables.

★ Nous avons alors émis l'hypothèse que le réseau anthropique influe significativement sur la réponse rapide du bassin à des événements pluvieux, et que rien ne servait d'essayer de caler Topog sans prendre cet aspect du bassin en compte.

La mise en œuvre d'Anthropog, en gardant les données précédemment utilisées, n'améliore pourtant pas beaucoup la réponse simulée du bassin, en termes de débit. Il paraît notamment nécessaire d'augmenter nettement (d'un facteur dix) les conductivités hydrauliques à saturation latérales, et la capacité de stockage du bassin, en accroissant la profondeur de sol : après plusieurs essais, nous nous sommes arrêtés à une profondeur de sol homogène sur le bassin de cinq mètres, les schistes altérés sont considérés être partout constitués d'un horizon HS-Cg (plus conducteur que l'horizon CG situé à la base des développements de profil hydromorphe), que l'on dote d'une conductivité latérale multipliée par quinze par rapport à la conductivité verticale mesurée sur le bassin (voir Partie II, chapitre 4).

⇒ Cette solution conduit à des volumes globaux écoulés raisonnables au vu des volumes observés. Rappelons qu'il n'est pas question ici de chercher une adéquation « parfaite » aux débits mesurés, dans la mesure où notre modèle ne représente pas le transfert dans le réseau hydrographique qui, même si les temps de transfert sont courts, lisse assurément la réponse.

★ A ce stade, considérant que les simulations obtenues correspondent à un point de fonctionnement plausible pour le bassin, nous avons mené une étude de sensibilité à certains paramètres, en privilégiant ceux qui influent sur la réponse du bassin en crue : conductivité des horizons peu profonds, rugosité de la surface, caractéristiques du drainage agricole, caractéristiques du réseau anthropique (en allant jusqu'à le supprimer dans une simulation).

Nous ne détaillerons pas ici les résultats de cette étude. Retenons-en que la modification des paramètres cités permet de retarder et/ou d'atténuer plus ou moins les crues, sans changer notablement les volumes écoulés. Elle permet surtout de modifier la répartition des flux entre les différentes composantes rapides de l'écoulement : ruissellement, écoulement dans la couche labourée, composante due au drainage agricole. L'essentiel de la réponse rapide du bassin à un événement pluvieux, qu'elle soit générée sous forme de ruissellement ou d'écoulement subsurface, est intercepté par le réseau anthropique avant d'atteindre l'exutoire. Pourtant, quand on supprime ce réseau (en gardant toutefois le réseau hydrographique), la réponse du bassin n'en est pas significativement changée, en termes de débit : l'essentiel de l'écoulement a alors lieu sous forme de ruissellement, conduisant à des hauteurs d'eau à la surface du bassin peu crédibles. Pourtant, dans la mesure où, avec les paramètres choisis, l'écoulement se propage à la même vitesse en surface qu'en subsurface, la réponse en débit ne varie pas.

Ce point montre que l'étude de sensibilité que nous avons effectuée est insuffisante, en ce que nous ne modifions qu'un paramètre la fois, par rapport à la simulation de référence que nous avons

choisie. Sans doute la modification simultanée de deux paramètres permettrait-elle de moduler plus efficacement la réponse du bassin ; les simulations toutefois sont très consommatrices en temps de calcul, et l'exploitation des résultats fastidieuse, aussi n'avons nous pas effectué de telles simulations.

II. Méthodologie. Améliorations à apporter à Topog et Anthropog

Nous en arrivons ainsi à la méthodologie que nous avons adoptée tout au long de ces simulations, liée à la disponibilité et l'adéquation des données à nos besoins : compte tenu du nombre de paramètres à choisir, et du manque de données et/ou de connaissances pour guider le choix de ces paramètres, notamment au niveau de leur distribution spatiale, nous avons pour cette première application du modèle décidé de privilégier la simplicité dans le choix des paramètres, en prenant des valeurs homogènes sur le bassin quand les données n'étaient pas suffisantes pour les distribuer de façon pertinente, ou que nous manquions ensuite de critères pour juger, au vu des résultats obtenus, de la validité de nos choix.

Ainsi par exemple, les données relatives à la végétation sont considérées comme homogènes dans l'espace (et le temps), ce qui n'est évidemment pas conforme à la réalité, mais conduit néanmoins à des taux d'évapotranspiration raisonnables. De la même façon, en l'absence d'observations auxquelles confronter nos résultats de simulations, nous avons pour l'instant assimilé l'influence supposée des fossés de bord de route et des talus à celles des fossés.

Notre but principal à ce stade était d'approfondir la compréhension de la façon dont notre modèle fonctionne et réagit aux modifications de paramètres.

Le modèle a dans cet exercice montré une réelle capacité à représenter une grande gamme de processus, avec une grande souplesse. Nous ne sommes toutefois pas allés au bout de l'investigation de ses capacités, puisque nous n'avons distribué que peu de paramètres : la grande quantité d'informations à laquelle conduisent les simulations rend difficile, en l'absence de critère précis, de comparer ces simulations, et de bien juger des différences que présentent leurs résultats.

En d'autres termes, il nous semble qu'il faudrait déjà connaître les résultats auxquels on souhaite arriver, c'est à dire le fonctionnement effectif du bassin versant en termes d'hydrologie, ou au moins les processus dominants qu'il s'agit de représenter correctement (non seulement en termes de débits, mais aussi en termes de variables intermédiaires), pour juger du degré de satisfaction apporté par telle ou telle simulation.

Cette démarche nous a également permis de mettre en évidence plusieurs domaines dans lesquels un approfondissement des connaissances, ou une amélioration du modèle, serait souhaitable avant que d'aller plus loin dans la voie que nous avons empruntée :

★ L'assimilation que fait le modèle du gradient hydraulique au gradient topographique est manifestement erronée pour les zones de plateau. Nous avons corrigé ce défaut, pour ce qui concerne la couche drainante, en attribuant à la nappe située dans cette zone un gradient hydraulique constant et homogène dans l'espace de 10%. Ceci permet d'évacuer l'eau en excès dans les zones plates de façon factice, mais n'a pas grand sens physiquement. Le problème reste pour les autres composantes de l'écoulement : ruissellement, écoulement dans la couche labourée ou dans les horizons plus profonds, où le modèle continue à assimiler gradients hydraulique et topographique. Ceci conduit notamment à des vitesses de ruissellement très faibles, et des hauteurs d'eau résiduelles en surface élevées sur les plateaux de haut de versant, ce qui ne correspond en rien aux observations.

Il nous semble qu'il s'agit là d'un défaut majeur de Topog (et conséquemment d'Anthropog), et qu'il faudrait modifier le modèle pour qu'il soit à même de prendre en compte le gradient hydraulique réel dans les calculs. Ce point paraît également fondamental pour les zones humides de bas fond, où le niveau de la nappe est en grand partie contrôlé par le tirant d'eau dans le ruisseau, et régule à son tour les apports venant du versant. De surcroît, on ne voit pas comment affiner la représentation que l'on peut faire du

fonctionnement des fossés, ou des autres éléments du réseau anthropique, sans être capable de prendre en compte à la fois l'état des mailles situées à son amont ET à son aval, ce qui est pour l'instant exclus. Il s'agirait là toutefois d'une modification fondamentale pour le schéma de résolution de Topog impliquant, soit de le transformer en un schéma aux éléments finis, permettant de calculer l'état de l'ensemble d'un tube de courant à la fois, soit de garder un schéma aux différences finies, mais en diminuant nettement le pas de temps de calcul¹⁸.

★ Le choix des fonctions représentant les caractéristiques hydrodynamiques des sols a mis en évidence une probable inadéquation des fonctions disponibles pour représenter le comportement des horizons pédologiques à l'approche de la saturation. En effet, elles conduisent toutes à une frange capillaire plus importante que celle que suggère le simple examen des points de mesure de rétention en eau en fonction de la saturation.

Quoiqu'il en soit, les données dont nous disposons pour décrire le comportement hydrodynamique des sols ne sont manifestement pas adaptées à notre démarche de modélisation. D'une part, elles ne permettent pas de représenter la variabilité spatio-temporelle des caractéristiques hydrodynamiques à l'échelle, comme nous l'avons déjà souligné au chapitre 4 de la partie II. D'autre part, des conductivités conformes aux mesures effectuées sur le terrain (Widiatmaka, 1994) conduisent à des flux très faibles dans la subsurface, et un écoulement se déroulant essentiellement sous la forme de ruissellement. Il faut donc remettre en cause soit ces conductivités, soit la validité de la loi de Darcy pour l'écoulement dans un sol cultivé¹⁹, à l'échelle du versant, soit enfin l'absence de ruissellement généralisé à la surface du bassin. Notons à ce sujet qu'un écoulement hypodermique serait analogue du point de vue de l'hydraulique, mais invisible, et en ceci plus conforme aux observations.

Nous nous sommes pour l'instant contents de modifier les conductivités latérales que nous utilisons, mais de plus amples investigations seraient souhaitables. Il paraît peu probable notamment que le fait de prendre un gradient hydraulique égal au gradient topographique soit suffisant pour expliquer ces débits trop faibles : en bas de versant au contraire, dans les zones saturées, le gradient topographique excède sans doute le gradient hydraulique réel.

★ Un autre aspect de nos résultats de simulations nous semble indiquer une inadéquation de la description des sols aux besoins de la modélisation. Il s'agit du faible pouvoir « tampon » des sols, que nous avons dû accroître en augmentant de façon factice la profondeur des schistes altérés, par rapport aux profondeurs mesurées. Ceci nous semble dû en partie au fait que les sols se ressentent plus vite dans les simulations que dans la réalité, si l'on en croit les chroniques tensiométriques disponibles. On peut trouver néanmoins deux autres explications à ce point :

- il peut y avoir percolation vers une nappe profonde, qui alimente ensuite régulièrement le ruisseau. Cela pourrait expliquer la récession en deux temps observée (d'abord très rapide, puis très plate) dont le modèle ne rend pas bien compte ; ce n'est toutefois pas très conforme aux hypothèses formulées par le BRGM sur le fonctionnement du bassin. Là encore, le suivi de la dynamique des deux nappes (celle des schistes altérés et celle des schistes sains) serait souhaitable.
- il peut également y avoir stockage de l'eau sur le bassin, soit dans la micro- et la méso-rugosité²⁰ du sol, soit dans les éléments du réseau anthropique ou du réseau hydrographique. Ce dernier point remettrait en cause l'estimation que nous avons faite des temps de transfert ; nous avons toutefois souligné à ce moment (chapitre 2, Partie III) que l'on se situait à l'extrême limite du domaine d'application du logiciel de modélisation hydraulique employé. Nous avons de surcroît à ce moment négligé la capacité de stockage résultant des irrégularités du lit du ruisseau. Des

¹⁸ Cela entraînerait en fait de plus amples modifications : compte tenu de la représentation que fait Topog (et Anthropog par conséquent) du bassin, une maille peut avoir deux mailles aval. Si la nappe n'a pas la même hauteur dans les deux mailles, quel gradient hydraulique considérer ? De même si un sol à couches comporte des couches saturées en alternance avec des couches non saturées, quel gradient prendre, de nouveau ?

¹⁹ Ces deux points peuvent résulter de la présence d'un réseau de macropores.

²⁰ Pour fixer les idées, nous appelons micro-rugosité celle qui correspond aux mottes de terre, et méso-rugosité celles qui résultent des traces de roues, dérayures ...

données existent sur les hauteurs d'eau dans les fossés du bassin, après les événements pluvieux, mais ne sont pas disponibles. Elles permettraient pourtant d'infirmer ou de confirmer certaines des hypothèses que nous avons faites sur la dynamique de l'eau dans ces structures, de mieux cerner les composantes de l'écoulement qu'elles influencent réellement, et de distribuer dans l'espace les paramètres influençant le comportement des linéaires anthropiques..

★ Un autre point nous est apparu nécessaire pour expliquer la réponse du bassin, sans avoir à trop augmenter les conductivités hydrauliques utilisées par rapport aux valeurs mesurées (c'est à dire d'un ordre deux) ou à se résoudre à voir passer tout l'écoulement en ruissellement : il s'agit du fait de considérer que le drainage agricole est généralisé sur toute la surface du bassin. Nous sommes conscients que la représentation que nous en faisons est frustrante ; elle a toutefois l'avantage de s'intégrer aisément à la solution que nous avons choisie pour représenter le réseau anthropique dans Anthropog, et d'être cohérente avec le peu de données dont nous disposons à son sujet sur le bassin : cela n'aurait pas eu grand sens d'employer un module complexe pour représenter un drainage dont nous ne savons que très peu de choses sur ce bassin.

Les simulations effectuées sur le bassin de Kervidy, si elles ne sont pas très satisfaisantes en termes d'adéquation des débits simulés aux débits observés, ou de respect des variables intermédiaires utilisées comme critères, s'avèrent néanmoins riches en enseignements. En effet, elles ont par exemple permis :

- de mettre en évidence les domaines où il est souhaitable de développer un effort de méthodologie, afin d'acquies des données exploitables dans une démarche de modélisation distribuée,
- de montrer que l'on dispose maintenant d'un outil de modélisation hydrologique, capable de représenter une grande gamme de processus, notamment les phénomènes liés à la présence d'un réseau de fossés, talus, routes, et drains agricoles sur un bassin anthropisé,
- de montrer les limites, passagères ou définitives, qu'entraîne la structure actuelle d'Anthropog.

CONCLUSION

Nous avons ici appliqué l'ensemble des programmes mis au point dans la partie précédente pour prendre en compte l'influence du réseau anthropique sur les écoulements, sur le bassin versant de 5 km² de Kervidy, sous bassin amont du bassin du Coët-Dan que nous avons présenté dans la deuxième partie de ce mémoire.

I. Analyse de terrain

La première phase de cette application réside dans la construction du maillage décrivant le bassin, puis dans le couplage du maillage ainsi obtenu avec le réseau anthropique identifié sur le bassin, afin d'aboutir à un ensemble cohérent, où les connexions hydrauliques entre chaque type d'élément : maille, brin du réseau anthropique, bief du réseau hydrographique, sont connues, et permettent de passer à la phase de modélisation hydrologique à proprement parler.

★ Cette première phase a permis d'élaborer une description des éléments du maillage et des réseaux anthropique et hydrographique, à la fois par des critères topographiques, caractérisant la géométrie du système, et par des critères topologiques, issus des connexions hydrauliques entre ces éléments. La comparaison des distributions statistiques relatives au maillage Topog modifié par le couplage avec le réseau, et de celles relatives au maillage Topog original montre une modification, à la fois des critères purement géométriques (diminution globale de la taille des mailles, de leur longueur, et de leur largeur ; modification de leur forme), et des critères topologiques, comme l'aire drainée ou l'indice de Beven, tous deux tirés vers les plus faibles valeurs.

- Le premier point nous faisait craindre un biais dans les résultats de simulations de Topog, puisqu'il revient à un changement de résolution du maillage, doublé d'une distorsion de nombreuses mailles, à l'origine essentiellement trapézoïdales. La vérification effectuée au moment de l'application du modèle toutefois nous a réconfortés à ce sujet.
- Le deuxième point est assez logique, puisque l'introduction du réseau anthropique revient en première approximation à augmenter la densité du réseau hydrographique, et donc à diminuer la potentialité pour une maille d'être saturée.

★ Pour ce qui est des brins du réseau anthropique, nous avons également mené une étude statistique de leurs caractéristiques géométriques et topologiques. Celle-ci permet d'étoffer la vision que nous avons du bassin, en identifiant les brins interceptant les surfaces les plus importantes, ceux qui sont à l'aval de tels brins, ceux qui n'ont pas de brins à leur aval Elle n'a pas permis par contre de mettre en évidence plusieurs classes de brins, aux caractéristiques géométriques et/ou topologiques marquées. Une telle typologie aurait pourtant permis de juger du rôle hydraulique dévolu à un brin au seul vu des critères déterminant son appartenance à une classe, et aurait simplifié la démarche de modélisation hydrologique et l'acquisition de données de terrain, en permettant notamment de se ramener à des cas « type ». Cet échec confirme celui que nous avons rencontré dans la partie bibliographique, qui n'avait pas non plus permis d'attribuer un rôle hydraulique aux éléments du bocage au seul vu de leurs caractéristiques morphologiques.

⇒ Il faudrait pour aller plus loin appliquer cette procédure à plusieurs bassins, plus ou moins bocagers, au drainage agricole plus ou moins développé, en parallèle à un suivi hydraulique et/ou une modélisation hydrologique, permettant de faire le lien entre fonctionnement hydraulique et caractéristiques morphologiques, topographiques et/ou topologiques.

II. Application du module hydrologique.

La deuxième phase a consisté en l'application du modèle hydrologique à proprement parler, d'abord la version originale du modèle Topog, puis sa version modifiée pour prendre en compte le réseau anthropique, Anthropog.

Tout au long de cette modélisation, nous avons privilégié la simplicité dans le choix des paramètres, notamment pour ce qui concerne leur distribution spatiale et temporelle, quand nous ne disposions pas de données suffisantes pour justifier cette distribution ou vérifier son bien fondé au vu des résultats de simulation obtenus. En conséquence, les données distribuées sont essentiellement relatives aux sols.

Dans ces conditions, nous n'avons pas cherché à atteindre un calage précis du modèle, mais plutôt à nous approcher d'un point de fonctionnement raisonnable, au vu, non seulement des chroniques de débit, mais également de la perception générale que nous avons du comportement hydrologique du bassin, à l'issue de l'étude menée dans la partie II. Alors seulement nous avons mené une étude de sensibilité du modèle à quelques paramètres.

Nous ne détaillerons pas ici les résultats, présentés au chapitre précédent, mais insisterons surtout sur les réflexions qu'ils entraînent, tant sur le modèle lui-même que sur les données disponibles, et leur adéquation aux besoins d'une modélisation hydrologique distribuée.

II.1. Avantages et limites d'Anthropog

Anthropog apparaît comme un modèle souple, capable de représenter une grande gamme de processus, puisqu'il peut représenter les différentes composantes de l'écoulement, en prenant en compte l'influence des éléments du réseau anthropique, et qu'une modification judicieuse des paramètres permet de répartir les flux entre ces différentes composantes à volonté.

Il présente toutefois quelques inconvénients, pour certains structurels, qui limitent ses capacités.

Outre la complexité du modèle, et la quantité importante de données nécessaires à son application, pendant obligé de son caractère distribué et mécaniste, nous avons notamment retenu :

- la présence de mailles beaucoup plus grandes dans les régions plates, notamment les fonds de talweg, où la topographie est peu marquée, et qui contrôlent les échanges avec le réseau hydrographique. Une description réaliste du comportement de ces zones est d'autant plus importante qu'elles comportent fréquemment des éléments du réseau anthropique, justement parce qu'elles sont situées dans des zones traditionnellement saturées.
- l'assimilation systématique du gradient hydraulique à la pente du terrain, et l'impossibilité qui en découle de représenter une rétroaction de l'aval sur l'amont,

★ Le premier point peut être aisément corrigé, compte tenu de la programmation que nous avons déjà effectuée. En effet celle-ci comprend une procédure qui partage en deux ou quatre mailles, également basées sur les lignes de niveau et les lignes de plus grande pente, les mailles où a lieu une intersection de brins du réseau anthropique. Cette procédure serait facilement transposable à des mailles trop étendues.

★ Par contre, le deuxième point nous paraît impliquer des solutions beaucoup plus complexes, remettant en cause la structure même du schéma de résolution de Topog, comme nous l'avons déjà souligné. Une modification de cet aspect de Topog nous paraît pourtant nécessaire, pour l'utilisation que nous voulons faire du modèle. En effet, la dynamique de l'écoulement sur les bassins versants sur socle imperméable, comme celui du Naizin, semble être pour beaucoup contrôlée par l'extension de la zone saturée dans les fonds de talweg ou autres zones hydromorphes. Topog est actuellement structurellement incapable de représenter ce contrôle aval. Il est donc probable que les processus dominants qu'il prédit ne soient pas ceux qui contrôlent effectivement les écoulements, au moins en bas de versant.

L'augmentation des conductivités latérales, du gradient hydraulique dans la couche drainée, ou de la profondeur du profil pédologique ont pallié ce défaut pour ce qui concerne la simulation des débits ou des surfaces saturées ; rien n'assure par contre que les temps de séjour des différents stocks d'eau sur le bassin soient ainsi respectés, ce qui importe dans une démarche de modélisation de la qualité de l'eau.

Cette absence de rétroaction aval-amont limite fortement les représentations possibles du rôle du réseau anthropique : rabattement de la nappe par un fossé dans une maille située à l'aval de cette structure, réinfiltration de part et d'autre du fossé. En l'absence de données suffisantes sur les fossés et autres linéaires anthropique de notre bassin d'application nous n'avons pu juger de l'importance réelle du schéma simplifié de fonctionnement que nous avons adopté pour ces structures.

II.2. Adéquation des données à la démarche de modélisation

Les difficultés de la mise en œuvre de Topog puis d'Anthropog sur Kervidy ne sont pas entièrement liées au modèle, et conduisent à quelques interrogations, tant sur la validité des données dont on dispose que sur leur adéquation au problème à résoudre, ou à la perception que l'on a du fonctionnement du bassin.

★ Notamment, les incohérences manifestes auxquelles on se heurte quand on essaie de simuler les écoulements en crue sur un bassin, en se basant sur les seules conductivités hydrauliques à saturation mesurées, en constituent un exemple simple, soit parce que les mécanismes pris en compte ne sont pas ceux qui interviennent, de façon prépondérante (par exemple écoulements gravitaires dans la macroporosité plutôt qu'écoulement dans la matrice poreuse d'une eau retenue par capillarité), soit parce que les mesures dont on dispose sont trop ponctuelles (mesures de conductivité hydraulique par TRIMS, anneaux de Munz ..) et que l'on ne sait pas rendre compte correctement de la variabilité spatiale des paramètres.

★ Il nous a également fallu accroître significativement la profondeur de profils pédologiques par rapport aux données dont nous disposions. Même ainsi, le comportement simulé du bassin manque « d'élasticité » par rapport aux observations. En effet les récessions observées montrent nettement deux phases différentes : une première décroissance des débits très rapide (quelques heures), suivie d'une longue période de décroissance très lente ; les récessions simulées ont par contre une allure classique d'exponentielle décroissante.

Si en termes de volumes écoulés, les différences sont minimales, il nous semble qu'il n'en va pas de même pour les phénomènes sous-jacents. En effet, ces aspects différents des récessions simulées et observées peuvent venir tout aussi bien :

- d'une inadéquation du modèle : pas de représentation du transfert dans les réseaux anthropique et hydrographique, sous-estimation du stockage dans le réseau anthropique ou en surface et des réinfiltrations auxquelles il donnent lieu,
- d'une mauvaise représentation des phénomènes. On peut notamment envisager une réponse très rapide (via un ou plusieurs des phénomènes évoqués dans le chapitre 3 de la partie I), en parallèle à une percolation vers une nappe profonde, qui alimente ensuite régulièrement le ruisseau,
- d'une mauvaise représentation des caractéristiques hydrodynamiques des sols, conduisant à un ressuyage trop rapide, qu'il faut compenser par une épaisseur de sol artificiellement élevée.

Ces interrogations mettent en évidence notre manque de connaissances sur les processus dominants réellement les écoulements sur le bassin d'application, pourtant très fourni en données. Cette méconnaissance nous semble en grande partie liée à une description des sols inadéquate à cette échelle, et qui ne permet pas de rendre compte de phénomènes que l'on suppose importants, sinon prépondérants, comme l'écoulement dans les macropores, l'écoulement hypodermique, l'influence réelle des fossés et talus du réseau anthropique ...

Dans ces conditions, il n'est pas facile de trancher, dans le relatif échec de nos simulations, entre ce qui découle des limites structurelles du modèle, ce qui vient d'une inadéquation des données disponibles aux besoins du modèle, et enfin ce qui provient du fait qu'on ne demande pas à Anthropog de prendre en compte les phénomènes dominants réellement les écoulements.

⇒ Avant que d'aller plus loin dans la démarche de modélisation, il nous semble donc nécessaire de revenir à des expérimentations permettant de répondre aux questions que l'on se pose sur la dynamique réelle des écoulements à l'échelle du versant, et que la modélisation a exacerbées. Anthropog est certes capable de représenter une grande gamme de processus, mais il ne peut créer d'information, seulement la structurer : il ne pourra donc nous éclairer sur les processus dominants la réponse hydrologique du bassin que dans la mesure où nous lui fournirons des données pertinentes pour ce faire.

Dans cette optique, l'instrumentation et le suivi hydrologique d'un versant, entité autonome du point de vue de l'hydrologie, nous paraissent souhaitables. Le but serait de conceptualiser les observations au fur et à mesure de leur acquisition, en s'attachant à obtenir une description du fonctionnement hydrodynamique des sols pertinente à cette échelle. Ce travail devrait s'appuyer sur la définition d'entités ayant une cohérence propre du point de vue de leur comportement, que l'on serait ainsi capable de prévoir par la seule connaissance de leurs caractéristiques intrinsèques, et des conditions initiales et aux limites les gouvernant.

CONCLUSIONS - PERSPECTIVES

CONCLUSION GENERALE. PERSPECTIVES

Le constat que les concentrations en produits phytosanitaires dans les eaux destinées à la consommation humaine dépassent parfois les seuils fixés par la réglementation européenne, ainsi que la volonté de limiter l'exposition des écosystèmes aquatiques à une contamination, incitent à chercher des solutions dans ce domaine, préventives ou palliatives. Ces solutions sont de trois ordres pour ce qui concerne les eaux de surface et les pollutions diffuses d'origine agricole, qui nous intéressent ici : la formulation des produits, le développement de pratiques agricoles respectueuses de l'environnement, et enfin un aménagement adapté, allant d'une occupation du sol raisonnée à la mise en place de structures favorisant la dissipation des produits phytosanitaires, entre leur zone d'application et le réseau hydrographique.

La définition pertinente d'un tel aménagement suppose l'identification des parcelles potentiellement à risque sur un bassin, et des voies de transfert principales pour les contaminants, afin de limiter efficacement ces transferts.

Les phénomènes gouvernant le devenir des produits phytosanitaires manifestent une haute non-linéarité. Conjuguée à la variabilité spatio-temporelle des grandeurs qui interviennent, celle-ci limite la faisabilité à l'échelle du bassin versant de modèles représentant le comportement moyen des molécules. Les molécules qui atteignent le réseau hydrographique représentent en effet au plus quelques pour-cent des quantités épandues, mobilisés par des écoulements rapides qui court-circuitent les voies « normales » d'écoulement et peuvent conduire le produit au réseau hydrographique avant qu'il ne soit dégradé. Ce n'est pas tant la distance spatiale de la parcelle au ruisseau que la distance temporelle qui importe, pour juger du risque que représente une parcelle en termes de contamination du système aquatique.

Or les modèles actuels de simulation du devenir des produits phytosanitaires ne représentent pas l'influence des singularités du paysage que sont les traces de roues, les dérayures de labour, ou les fossés et talus. Celles-ci sont susceptibles d'accélérer ou au contraire de retenir les écoulements et les produits qu'ils transportent, et leur influence peut suffire à expliquer la présence de produits phytosanitaires dans les eaux de surface. Ces modèles échouent donc à rendre compte des concentrations observées.

A l'échelle de la parcelle par contre, quand il n'est pas encore nécessaire de rendre compte explicitement de la variabilité spatiale des phénomènes intervenant et de l'intégration des processus hydrologiques sur le versant, on peut se contenter de considérer une parcelle comme une juxtaposition de colonnes lysimétriques. Les modèles existants peuvent ainsi permettre d'identifier les parcelles potentiellement à risque en termes de départ de produits phytosanitaires, et de prévoir la localisation des stocks de produits mobilisables par l'écoulement, dans et sur le sol.

⇒ La connaissance des voies d'écoulement rapides sur un bassin permettrait alors à la fois le diagnostic du risque de contamination à l'échelle du bassin versant et le test de scénarios d'aménagement. C'est ce à quoi s'attache notre travail, qui consiste en la mise au point d'un modèle hydrologique représentant les différentes composantes de l'écoulement. Plus précisément, nous nous sommes attachés à la représentation des composantes rapides de l'écoulement, dans la mesure où les principaux épisodes de contamination des eaux de surface par les produits phytosanitaires sont provoqués par des événements pluvieux suivant de peu des applications de produits.

Un tel modèle doit être spatialement distribué, pour permettre de représenter la contribution potentielle de chaque zone du bassin, et suffisamment mécaniste pour représenter les écoulements dans les différentes tranches de sol et la mobilisation des produits qu'elles contiennent. La représentation de l'influence du réseau anthropique sur les écoulements semble essentielle : ses éléments sont susceptibles d'accélérer, ou au contraire de freiner et de réinfiltrer des écoulements potentiellement chargés en contaminants, puisqu'ils sont essentiellement générés dans la couche labourée ou à la surface du sol, zones où les produits phytosanitaires n'ont pas toujours eu le temps d'être dégradés ou durablement adsorbés, quand un événement pluvieux survient peu après une application.

Le bassin versant de recherche expérimental du Coët-Dan, à Naizin (Morbihan), sur lequel s'appuie ce travail dispose de données abondantes et a fait l'objet de nombreuses études. Nous pensons que cet aspect du bassin permettrait d'identifier les processus dominant la dynamique des écoulements sur le bassin, et de valider efficacement la démarche de modélisation mise en œuvre, ainsi que la représentation qu'elle fait de phénomènes n'agissant probablement qu'au « second ordre » sur la réponse hydrologique du bassin, notamment l'influence du réseau anthropique sur les écoulements.

Ces données de sources diverses, collectées pour des objectifs variés, ne forment pas un ensemble cohérent. La mise en cohérence des chroniques pluie-débit notamment a exigé un travail conséquent. Ces données de sources et de natures différentes n'ont pas été vérifiées entre elles et n'ont pas donné lieu à une analyse globale des enseignements qu'elles apportent sur le bassin. Il nous semble pourtant que seule une approche multidisciplinaire et concertée, dès la phase d'expérimentation et d'acquisition de données, peut conduire à une vision cohérente du fonctionnement hydrologique d'un bassin versant, et permettre de dépasser les généralités d'ordre qualitatif et peu distribué auxquelles nous avons été limités. Ainsi, alors que le drainage agricole influe manifestement de façon significative sur la réponse du bassin aux événements pluvieux, les études locales ou dédiées à un seul processus, le passent sous silence.

L'exploitation des données disponibles nous a toutefois permis une première approche du fonctionnement hydrologique du bassin versant, et plus particulièrement du sous bassin de Kervidy, sur laquelle nous nous basons au cours de la phase de modélisation.

Celle-ci est passée par la modification du modèle hydrologique distribué Topog, conçu au CSIRO, afin d'y inclure la représentation de l'influence du réseau anthropique sur les écoulements, ainsi que les aspects spécifiques aux bassins cultivés : écoulement dans la couche labourée et drainage agricole. Topog présente plusieurs avantages significatifs pour notre problématique : le maillage qu'il construit pour représenter un bassin versant, basé sur les lignes de niveau et lignes de plus grande pente, représente implicitement les zones convergentes et zones divergentes, contrôlant le développement des zones saturées et en grande partie la dynamique des écoulements sur les bassins versants situés sur socle imperméable, comme le bassin de Naizin. Par ailleurs, la schématisation qu'il fait des écoulements subsurfaciques respecte la topologie des couches pédologiques, ce qui nous semble essentiel pour notre problématique. Par contre, Topog assimile systématiquement le gradient hydraulique à la pente du terrain sus-jacent. Ceci interdit tout contrôle aval de la dynamique des écoulements sur un versant, pourtant déterminant dans les zones saturées de bas fond. Nous reviendrons sur ce point plus loin, car il nous semble essentiel.

La représentation du réseau anthropique au sein du modèle suppose l'acquisition d'ordres de grandeur relatifs à l'influence des fossés ou talus sur les écoulements. En l'absence de données disponibles ou de référence bibliographiques adaptées à notre cas, nous nous sommes appuyés sur des simulations, d'une part des temps de transfert dans le réseau anthropique ou hydrographique, via le logiciel hydraulique Mage, d'autre part de l'influence d'un fossé sur les écoulements dans un versant, via le logiciel SeepW.

L'application de Mage a conduit à des temps de transfert caractéristiques assez faibles pour justifier qu'on les néglige par la suite. Toutefois, la validité de l'équation de Saint Venant, dans des fossés peu profonds et aux pentes assez fortes, où la hauteur de la végétation avoisine le tirant d'eau, est sujette à caution. Il serait donc souhaitable de conforter ces résultats de simulations par des expériences de terrain, des logiciels de simulation adaptés à ce problème n'existant pas, à notre connaissance.

SeepW nous a également fourni des ordres de grandeur, qu'il s'agisse de réinfiltration depuis le fossé en période de récession, ou de drainage par le fossé, en récession ou par temps de pluie. Les valeurs de flux obtenues sont significatives, mais ne permettraient pas d'expliquer la réponse hydrologique d'un bassin comme Kervidy. Là encore toutefois nous nous heurtons à une difficulté méthodologique : les résultats de simulation dépendent grandement des conditions aux limites et des conductivités hydrauliques à saturation employées. Or les premières ne peuvent nous venir que de l'extérieur, soit par le biais d'expériences de terrain, soit par celui d'une modélisation représentant le versant dans son ensemble. Quant aux conductivités à saturation, elles nous sont mal connues, puisque les valeurs issues des mesures locales dont nous disposons sur notre bassin d'application ne permettent pas d'expliquer les débits observés, et qu'il nous semble nécessaire d'accroître les valeurs de conductivité que nous utilisons par rapport aux valeurs mesurées (ce qui exacerbe l'influence des conditions aux limites).

Nous nous sommes néanmoins appuyés sur les ordres de grandeur ainsi obtenus pour effectuer les choix nécessaires à la représentation de l'influence du réseau anthropique sur les écoulements. Il nous semble en effet que la modélisation ainsi obtenue, même si elle s'avère réductrice par rapport à la réalité, pourra fournir une première estimation de l'influence effective du réseau anthropique sur les écoulements, et guider éventuellement l'acquisition de mesures pertinentes. Ces choix ont également été conditionnés par la nécessité d'aboutir à des représentations cohérentes avec le modèle Topog, ce qui interdit notamment la représentation du drainage par un fossé d'une maille situé à son aval, ou de la réinfiltration vers une maille située à son amont.

⇒ De façon schématique, un élément du réseau anthropique intercepte les écoulements provenant de l'amont du versant, sur une épaisseur de sol correspondant à sa profondeur, et réinfiltre pour partie cette eau, le reste étant transféré instantanément à l'exutoire. Quant au drainage agricole, il est représenté par une fine couche de sol très conductrice à la base de la couche labourée, schématisation rendue possible grâce à la logique d'écoulement de Topog des horizons vers les autres.

Ces choix ont été inclus dans le programme Topog, pour donner naissance au modèle hydrologique Anthropog. La mise en œuvre de ce modèle suppose auparavant l'application d'un module géométrique et d'un module topologique, permettant de rendre compatible la logique du maillage Topog et des réseaux anthropique et hydrographique, ceci en respectant les couches d'écoulement que simule Topog, dans les différents horizons pédologiques.

Le modèle Anthropog est donc structurellement capable de représenter la dynamique des écoulements sur un bassin versant agricole, notamment l'influence du réseau anthropique de fossés, talus et fossés de bord de route, l'écoulement dans la couche labourée, et le drainage agricole.

Anthropog a toutefois hérité des limites de Topog : les zones plates sont relativement mal décrites, car conduisent à des mailles étendues, mais surtout, le gradient hydraulique est toujours assimilé au gradient topographique (mis à part dans la couche drainante, où l'on considère que le gradient hydraulique est constant dans le temps et homogène dans l'espace). Ceci interdit donc une rétraction de l'aval sur l'amont, et a limité les choix possibles pour représenter l'influence du réseau anthropique.

Le premier point est facile à corriger, compte tenu de la programmation déjà effectuée. Le deuxième entraînerait une modification profonde du modèle, et ne nous semble nécessaire que pour les bassins où la pente et les perméabilités ne sont pas suffisantes pour évacuer l'eau, conduisant à des zones d'accumulation dans les bas fonds et/ou les zones hydromorphes.

L'ensemble des programmes ainsi obtenu a été mis en œuvre sur le bassin de Kervidy. L'analyse de terrain et l'application des modules géométrique et topologique permettent de caractériser la morphologie du bassin, et les modifications qu'entraîne la présence du réseau anthropique, en termes d'aires drainées par les mailles, ou de potentialité de saturation. Pour ce qui est du réseau anthropique, l'analyse menée permet également d'accéder à de tels critères topographiques (pente, longueur, inclinaison par rapport à la ligne de plus grande pente) ou topologiques (aire drainée latéralement par un brin, connexions avec les autres éléments du réseau et/ou les mailles Topog). Par contre, elle ne permet pas d'établir une typologie de ces éléments. Il faudrait pour aller plus loin mener les mêmes analyses sur

des bassins variés, au comportement hydrologique connu, et juger si des constantes se dégagent de l'ensemble.

La mise en œuvre du module hydrologique d'Anthropog comprend deux phases : la première correspond au calage, suivie d'une étude de sensibilité sur quelques paramètres.

- Le calage conduit à une image du fonctionnement hydrologique du bassin qui nous semble plausible au vu de la connaissance que nous en avons via les données exploitées.
- L'étude de sensibilité quant à elle montre une grande souplesse du modèle, et une réelle capacité à représenter une gamme de processus étendue, notamment pour les écoulements rapides se développant en surface ou en proche subsurface.

Si cette représentation que fait Anthropog du fonctionnement hydrologique du bassin était correcte, elle nous permettrait d'identifier les zones à risque en termes de potentialités de transfert de produits. Couplé à un modèle de simulation du devenir des produits phytosanitaires à la parcelle, Anthropog permettrait alors un premier diagnostic du risque de transfert de produits phytosanitaires vers le réseau hydrographique, permettant ainsi d'envisager un aménagement palliatif.

Cet outil serait d'ailleurs applicable à d'autres types de polluants des eaux de surface que les produits phytosanitaires, comme les fertilisants azotés et phosphatés, ou les matières en suspension.

Toutefois, l'image que donne le modèle des écoulements sur le bassin est sujette à caution, pour des raisons dont il est difficile de trancher si elles tiennent au modèle ou aux données utilisées.

Ainsi, il a fallu pour respecter l'allure des chroniques de débit augmenter significativement la profondeur des sols par rapport à celle des développements de profil observés sur le bassin. Malgré ces modifications, les récessions simulées n'ont pas l'allure en deux temps des récessions observées. De même, nous avons dû utiliser des conductivités hydrauliques latérales dix à quinze fois plus élevées que les valeurs mesurées. Ce constat incite à remettre en question, soit la représentation que fait le modèle du fonctionnement du bassin versant, soit la représentativité des données que nous utilisons.

Nous avons déjà souligné les aspects de Topog et Anthropog qui nous semblent pouvoir limiter leur capacité à représenter correctement le fonctionnement d'un bassin tel que celui de Kervidy : il s'agit de l'absence de rétroaction de l'aval sur l'amont, d'une résolution insuffisante du maillage dans les zones peu pentues, et pour Anthropog d'une représentation très schématique de l'influence du réseau anthropique sur les écoulements. Pour l'application particulière dont il est question ici de surcroît, nous avons négligé la percolation vers une nappe profonde, et le soutien qu'elle peut constituer pour l'écoulement de base. Enfin, nous n'avons distribué pour ces simulations que les données relatives aux sols du bassin. Or il est probable que la distribution spatiale de la végétation ou de la rugosité de la surface, mais aussi la variété des caractéristiques des éléments du réseau anthropique, influencent significativement la réponse du bassin, sinon en termes de débit, du moins en termes de processus dominants.

Il est pourtant difficile de se contenter de cette mise en cause d'Anthropog pour justifier de l'échec du modèle à rendre compte des observations, quand on lui fournit les données mesurées au terrain. Le modèle utilise en effet les équations habituelles pour représenter les écoulements dans un milieu poreux saturé ou non, et son échec nous semble plutôt montrer, si les processus modélisés sont bien ceux qui importent réellement, que les données ne sont pas adaptées à la démarche de modélisation.

Nous en arrivons ainsi au problème de l'inadéquation des données à notre démarche de modélisation.

- Ce problème provient en partie du fait que certains modules sont trop complexes au vu des données raisonnablement disponibles : nous pensons ici notamment au module d'évapotranspiration, très exigeant en paramètres, et qu'il faudra songer à terme à remplacer par un module plus simple, adapté au milieu agricole, et pour lequel des références soient disponibles.
- Pour les sols par contre, on voit mal actuellement comment faire l'économie d'une représentation des écoulements par couche, si le modèle doit pouvoir servir à l'évaluation du transfert de polluants. Or

il est apparu tout au long de ce travail que les données relatives aux sols, pour nombreuses et variées qu'elles soient, ne permettent pas d'expliquer le comportement hydrodynamique des sols à une échelle compatible avec la modélisation d'un versant, et a fortiori d'un bassin versant. Cela provient à notre avis du fait que les mesures effectuées sont ponctuelles, et ne permettent donc pas de rendre compte de l'influence de la variabilité spatiale des caractéristiques hydrodynamiques des sols, ni de leur comportement à l'approche de la saturation, où la mise en charge des macropores notamment est susceptible d'augmenter significativement la conductivité hydraulique « virtuelle » des horizons.

Cette méconnaissance où nous sommes du comportement hydrodynamique réel des sols limite les possibilités que nous avons de vérifier la pertinence de la représentation que le modèle fait des différents processus, et plus globalement de l'image qu'il donne du fonctionnement hydrologique du bassin versant.

- Ainsi, la mise en œuvre de SeepW a montré que l'influence d'un fossé dépend beaucoup des caractéristiques hydrodynamiques des sols. La validité de la représentation adoptée pour l'influence d'un fossé dans une pente, qui limite cette influence à l'interception des écoulements amont, en négligeant l'effet de drainage à l'amont et à l'aval, dépend donc du comportement effectif des sols.
- De même, nous ne savons pas actuellement quelles sont les parts de l'écoulement passant en ruissellement, en écoulement hypodermique, dans la couche labourée, dans le réseau de drainage agricole, en écoulement subsurfacique profond dans la couche pédologique, ou dans une nappe profonde située dans les schistes sains.

Or un modèle, qu'il s'agisse de Topog-Anthropog ou d'un autre, ne pourra nous aider à trancher que dans la mesure où nous lui fournirons des données de sol adaptées.

Il paraît donc essentiel, pour l'avenir de la modélisation hydrologique distribuée, de réussir à caractériser le comportement hydrodynamique des sols à une échelle compatible avec la modélisation. Notamment, il semble crucial de rendre compte de leur fonctionnement à l'approche de la saturation, et de réussir à caractériser la variabilité spatiale (et temporelle) de leurs caractéristiques hydrodynamiques. La question se pose en particulier de la validité des habituelles courbes $K-\psi-\theta$ et de équations de Darcy et de Richards utilisées usuellement en parallèle, à l'échelle d'une maille de calcul. Il ne sera possible qu'une fois cette question résolue de trancher quant aux améliorations qu'il est réellement nécessaire d'apporter au modèle hydrologique Anthropog, notamment pour ce qui concerne l'assimilation du gradient hydraulique au gradient topographique : celle-ci est sans doute licite pour certaines gammes de sols et pour des pentes dépassant un certain seuil ; reste à déterminer quels sont ces seuils.

Plus globalement, le but à terme est de réussir à représenter le bassin comme un ensemble d'entités « autonomes », au sens où l'on saura décrire le comportement d'une telle entité par des conditions aux limites, des conditions initiales, des caractéristiques intrinsèques et une loi d'évolution, sans avoir à tenir compte à ce niveau de l'évolution interne des autres composantes du système pour prévoir son comportement. A priori, on peut penser que ces entités seront déterminées par l'intersection de surfaces de pédologie, de topographie et d'occupation du sol homogènes. En effet, il est essentiel de représenter le rôle des singularités du paysage, comme le réseau anthropique, mais aussi les dérayures de labour ou les traces de roue. Or il n'est pas question d'utiliser, pour décrire l'ensemble du bassin, une résolution assez fine pour représenter ces singularités. Il faut donc tendre à une modélisation représentant chaque entité de façon adaptée aux processus qui dominent son comportement : fossé, talus, maille influencée par un fossé ou un ruisseau, maille soumise au drainage agricole, maille influencée par un talus à son amont, à son aval ...

Il nous semble devoir passer pour cette avancée méthodologique par une démarche simultanée d'expérimentation de terrain, de modélisation à petite échelle, et de modélisation à grande échelle. La modélisation à grande échelle servirait à conceptualiser d'emblée les résultats des observations quand ce serait possible. La modélisation à une échelle plus fine servirait au contraire à extraire cette conceptualisation des résultats de simulations plus précises, qui permettraient de faire émerger les processus dominant le comportement du système et les entités « de base » à utiliser pour un modélisation à une échelle plus globale. Celle-ci pourrait en retour fournir une approximation des

conditions aux limites et conditions initiales à utiliser pour une modélisation précise de sous-systèmes de l'ensemble étudié (typiquement un versant). Les expériences ou suivis de terrain permettant d'acquérir les grandeurs d'intérêt pour la modélisation et, une fois celle-ci menée, de confronter ses résultats à la réalité du terrain.

En parallèle à cette démarche de modélisation, il est déjà possible d'avancer dans la compréhension des processus dominants les écoulements sur le bassin de Kervidy, via des expériences simples. La mise en oeuvre d'Anthropog a en effet permis de mettre en évidence quelques domaines pour lesquels l'acquisition de données supplémentaires est nécessaire. Des expériences peu coûteuses et faciles à mettre en oeuvre nous semblent souhaitables, dans la mesure où elles sont faciles à répéter, dans le temps ou l'espace, et permettent ainsi d'aborder le problème de la variabilité spatio-temporelle. Il s'agit pour l'instant de vérifier si quelques intuitions sur le rôle des macropores, sur l'existence d'un ruissellement concentré difficilement visible à l'œil nu, sur l'importance des écoulements hypodermiques ou encore sur l'occurrence d'écoulements sur la semelle de labour sont fondées ; il ne serait donc pas pertinent de mettre en oeuvre des instrumentations coûteuses pour ce faire.

- Ainsi, le suivi de la piézométrie sur quelques transects, à la fois pour la nappe située dans les schistes sains et pour la nappe située dans les schistes sains, permettrait de mieux appréhender l'influence réelle de la nappe profonde sur les écoulements. L'INRA a déjà instrumenté un ou deux versants.
- Le suivi des hauteurs d'eau et de la présence d'eau dans les fossés, en temps de crue, puis de récession, serait également très instructif. Les données existent pour les fossés qui restent connectés au réseau hydrographique un ou deux jours après les crues. Elles ne sont toutefois pas disponibles, et demanderaient de toutes façons à être complétées de mesures en temps de crue, et de relevés concernant les fossés non connectés au réseau hydrographique ou des abords de talus, qui représentent une grande capacité de stockage. Des expériences de traçage dans les réseaux anthropique et hydrographique seraient également souhaitables, qui permettraient d'estimer les temps de transfert dans le réseau hydrographique, ainsi que la capacité de stockage de certains éléments et des flux de réinfiltration.
- L'étendue et les caractéristiques du drainage agricole ont représenté une inconnue majeure tout au long de ce travail. Une enquête auprès des agriculteurs permettrait une première approche des caractéristiques du drainage sur leurs parcelles.
- Enfin, si les données complexes que constituent les résultats de traçages géochimiques, isotopiques, ou des campagnes de télédétection sont riches d'enseignements, ces méthodes d'acquisition de données sont encore coûteuses et relativement difficiles à interpréter. Il nous semble que des expériences simples, comme les expériences de traçage au bleu de méthylène ou à la Rhodamine BT présentées dans le chapitre relatif aux sols, légèrement améliorées, pourraient nous donner des indications précieuses sur l'importance réelle des écoulements hypodermiques, du ruissellement, et de l'écoulement dans la couche de labour ou dans les macropores.

Les résultats seraient très probablement transposables à des bassins de géomorphologie similaire. Ils permettraient d'appuyer le suivi mené en parallèle sur un versant, et de caractériser la variabilité des phénomènes qui serait ainsi mise en évidence.

L'instrumentation fine d'un versant, complétée par des expériences moins complexes et plus faciles à mettre en oeuvre paraissent nécessaires, pour alimenter la démarche de modélisation évoquée, dont on ne voit pas comment faire l'économie. En effet, la maîtrise de la contamination des eaux de surface par les produits phytosanitaires à l'exutoire d'un bassin versant passe par la compréhension des processus générant les écoulements rapides à l'échelle du bassin, afin d'y instaurer un aménagement adapté, permettant un développement durable de l'agriculture sur ce bassin. Or la modélisation hydrologique distribuée, relayée dans les réseaux anthropique et hydrographique par une modélisation hydraulique adaptée, paraît actuellement le seul outil qui puisse apporter une réponse opérationnelle à ce problème à moyen terme.

GLOSSAIRE
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

GLOSSAIRE

Anthropique (réseau) : On désigne par ce terme le réseau formé par les éléments linéaires introduits par l'homme sur un bassin. Pour les bassins ruraux étudiés ici, il s'agit essentiellement des fossés et talus, qui constituent le bocage, des routes et chemins, et des éléments du drainage agricole par tuyaux enterrés.

Conditions initiales : Ce terme désigne l'état d'un système que l'on veut modéliser, au début de la simulation. La valeur de la variable d'intérêt est donc supposée connue en tout point du système à l'instant initial.

Conditions aux limites : Ce terme désigne les contraintes extérieures imposées à un système, et qui conditionnent son évolution.

Pour les problèmes d'écoulement en milieu poreux dont il sera beaucoup question ici, ces contraintes peuvent être des conditions «en flux» (conditions de Neumann), ou des conditions «en charge» (conditions de Dirichlet). Dans le premier cas, on spécifie donc un flux à travers une limite du système, dans l'autre, on impose le potentiel. Notons qu'on peut avoir les deux types de conditions pour le même système, et qu'en un endroit du système, on peut passer d'un type à l'autre en cours de simulation : par exemple, si une surface n'est pas saturée et qu'il y pleut, on a une condition à la limite en flux, le flux imposé étant égal à l'intensité de la précipitation. Si au cours de la simulation la surface atteint la saturation, on passe à une condition à la limite en charge, la valeur imposée reflétant une pression nulle à la surface du sol (en supposant qu'il n'y a pas formation de flaque).

Un problème pour lequel on dispose de conditions initiales, de conditions aux limites, et d'une loi d'évolution du système conduit à une solution unique.

Echelle : Au sens strict, en cartographie, l'échelle désigne le rapport existant entre la dimension d'un objet et celle de sa représentation sur une carte. Plus ce rapport est grand, plus l'échelle est grande donc. Ainsi 1/5000 est une échelle plus grande que 1/1000000. Toutefois, l'usage anglo-saxon est de se baser sur le nombre figurant au dénominateur pour qualifier une échelle : 1/1000000 est alors une échelle plus grande que 1/5000.

Nous adopterons ici l'usage anglo-saxon, dans la mesure d'une part où il est de plus en plus employé dans la langue française, et d'autre part où il permet la cohérence avec la littérature traitant par exemple des changements d'échelle, essentiellement anglo-saxonne.

Eponte : Chacune des parois (supérieure ou inférieure) d'un filon de minerai.

Évaporation potentielle : Désigne le volume d'eau évaporé à partir d'un mètre carré d'une surface où l'eau est parfaitement disponible. Cette valeur est calculée à partir d'un bilan radiatif, l'évaporation de l'eau correspondant à une transformation d'énergie radiative en chaleur latente, contrôlée par des facteurs mécaniques (le vent).

L'évapotranspiration réelle désigne la somme de la quantité d'eau qui s'évapore depuis un sol (évaporation) et de la quantité d'eau évaporée par la végétation qui le recouvre (transpiration). Cette valeur est donc toujours inférieure à la valeur théorique que constitue l'évaporation potentielle, puisque l'eau peut n'être pas disponible en quantité suffisante pour satisfaire au bilan d'énergie, ou que la végétation peut avoir une faible surface foliaire.

Exfiltration : Il s'agit du phénomène inverse de l'infiltration, quand l'eau suinte à la surface du sol par affleurement de la nappe.

Frange capillaire : Zone incluse dans la zone non saturée en eau du sol, située au dessus de la zone saturée, et où la teneur en eau correspond quasiment à la teneur à la saturation, la pression d'air n'étant pas assez élevée pour permettre l'entrée d'air dans le sol. Elle peut atteindre plusieurs mètres de hauteur pour les sols argileux.

Hortonien : Le ruissellement à la surface du sol peut advenir dans deux cas : la pluie (ou les apports à la surface du sol, s'il y a apport venant de l'amont) dépasse la capacité d'infiltration du sol. Dans ce

cas seul l'excédent ruisselle, on parle de ruissellement hortonien. Dans le cas où une nappe affleure, les apports surfaciques ne peuvent pas s'infiltrer, et ruissent dans leur totalité. On parle de ruissellement par saturation (de la surface).

Hyétoqramme : Courbe représentant la chronique des précipitations.

Hypodermique (écoulement) : Le terme désigne l'écoulement latéral advenant dans les tout premiers centimètres de sol (1 à 5 cm pour fixer les idées). Cet écoulement est souvent assimilé ailleurs au ruissellement, compte tenu de leurs vitesses d'écoulement similaires. Les connaissances manquent toutefois pour trancher si cette assimilation est pertinente dans le cas où l'on s'intéresse à la qualité de l'eau et au transport de solutés et de matières en suspension, et nous ferons donc la distinction.

Infiltration, percolation : En hydrologie, l'infiltration désigne la pénétration verticale de l'eau depuis la surface du sol. La percolation est le même phénomène vers des horizons plus profonds. La limite entre les deux termes est donc relativement fluctuante.

Lysimètre ou case lysimétrique : Volume de sol de dimensions en général métriques, servant à étudier les mouvements d'eau et de produits dans un sol, souvent au champ.

MNT ou Modèle Numérique de Terrain : Représente de façon numérique la distribution d'altitude d'une surface. Il peut s'agir d'un modèle à mailles carrées, d'un modèle à triangles irréguliers, ou de tout autre maillage permettant de connaître l'altitude en chaque point de la surface considérée.

Risque : Le risque de contamination d'un écosystème ou d'une espèce (par exemple du milieu aquatique par les produits phytosanitaires) est défini comme le croisement d'une exposition (une concentration ou un flux dans le milieu) par la sensibilité de l'espèce ou du milieu considéré au produit (une dose létale à 50 % par exemple). Il s'agit donc d'une notion complexe.

Ruissellement : Nous désignons par ruissellement tout écoulement de surface au sens strict : ce terme n'inclut donc pas les écoulements rapides qui peuvent se développer dans les premiers centimètres de sol, que nous désignons par le terme d'écoulement hypodermique. La nuance n'est pas toujours faite et les deux types d'écoulement sont souvent assimilés, dans la mesure où l'on ne dispose pas actuellement de méthode pour les distinguer facilement.

On distingue le ruissellement diffus (ou écoulement inter-rigole), qui advient quand l'eau s'écoule en nappe sur le sol, et le ruissellement concentré (ou écoulement en rigole), quand l'eau s'écoule en filets qui se rejoignent, et incisent éventuellement la surface du sol. Ces deux types de ruissellement ne suivent pas les mêmes lois hydrauliques mais le passage de l'un ou de l'autre est souvent difficile à prédire.

Screening : Proviens de l'anglais, comme l'indique la consonance. Désigne les méthodes destinées à trier et classer les objets étudiés, ici les produits phytosanitaires.

Sorption : Le terme de sorption est relatif à l'ensemble des phénomènes d'**absorption**, d'**adsorption**, et de **désorption**. L'adsorption désigne la fixation réversible, d'une substance à la surface d'un élément (particule de sol, molécule, agrégat...) ; l'absorption quant à elle se rapporte à la pénétration de la substance dans le support, ou une fixation irréversible. La limite est parfois floue, compte tenu des liaisons parfois quasi irréversibles qui se forment à la surface du matériau sorbant. La désorption désigne le phénomène inverse, quand le produit sorbé quitte la surface sur laquelle il était fixé. De part leurs propriétés physico-chimiques, les produits phytosanitaires sont particulièrement soumis à cet ensemble de processus.

Subsursfacique (écoulement) : Il s'agit de l'écoulement se développant sous la surface du sol ; il inclut donc l'écoulement hypodermique. Dans la suite, le terme désignera plus particulièrement l'écoulement de la couche pédologique et l'on spécifiera « écoulement subsursfacique profond » pour les écoulements de la couche géologique.

Vadose : Désigne la zone non saturée du sol, incluant la frange capillaire. Proviens de l'anglais.

Xénobiotique : Etranger au milieu naturel, équivalent ici à produit phytosanitaire.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Agence de l'eau Rhin-Meuse (1992) : Recherche de pesticides dans des captages d'adduction d'eau potable en Lorraine. Campagne 1991.

AMBROISE, B. (1991) : Hydrologie des petits bassins versants ruraux en milieu tempéré. « *Processus et modèles* ». Séminaire du conseil scientifique du Département « Sciences du sol » de l'INRA. Dijon, 26 mars 1991

AMRAOUI, N. (1996) : Etude de l'infiltration dans les sols fins non saturés. *Thèse INP Lorraine*.

ANDERSON, M.G., BURT, T.P. (1990) : Subsurface flow. *Process studies in hillslope research*. ANDERSON M.G. and BURT T.P. Ed John Wiley & Sons : 365-400

ANKENY M.D., AHMED M., KASPAR T.C., HORTON R. (1991) : Simple field method for determining unsaturated hydraulic conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, Vol 55 : 467-470.

ARNOLD, J.G., ENGEL, B.A., SRINIVASAN, R. (1993) : A continuous time, grid cell watershed model. *Proceedings of the application of advanced information technologies : "Effective management of natural resources conference"*. ASAE. St Joseph; MI.

BAJRACHARYA, K., BARRY, D.A. (1992) : Mixing cells models for nonlinear nonequilibrium single species adsorption and transport. *Water Resources Research*, Vol 29/5 : 1405-1413.

BARRIUSO, E., CALVET, R. (1992) : Soil type and herbicides adsorption. *Intern. J. Environ. Anal. Chem.*, Vol 46 : 117-128.

BATHURST, J.C., WICKS, J.M. (1991) : Framework for erosion and sediment yield modelling. *Recent advances in the modelling of hydrologic systems*. NATO editions : 269-288.

BEASLEY, D.B., HUGGINS, L.F. (1982) : ANSWERS-Usersmanual. *EPA-905/9-82-001, USEPA, Region5, Chicago, IL.*, 54 pp.

BEHRENDT, H., BRUGGEMANN, R. (1993) : Modelling the fate of organic chemicals in the soil plant environment : model study of root uptake of pesticides. *Chemosphere*, Vol 27/12 : 2325-2332.

BEVEN K. (1995) : Linking parameters across scales : subgrid parametrizations and scale dependent hydrological models. *Hydrological Processes*, Vol 9 : 507-525.

BEVEN, K. (1989) : Changing ideas in Hydrology. The case of physically based models. *Journal of Hydrology*, Vol 105 : 157-172.

BEVEN, K. (1991) : Scale considerations. *Recent advances in the modelling of hydrological systems*. NATO editions. : 137-151.

BINLEY, A., ELGY, J., BEVEN, K. (1989a) : A physically-based model of heterogeneous hillslopes. I Runoff prediction. *Water Resources Research*, Vol 25/6 : 1219-1226.

BINLEY, A., ELGY, J., BEVEN, K. (1989b) : A physically-based model of heterogeneous hillslopes. II Effective hydraulic conductivities. *Water Resources Research*, Vol 25/6 : 1227-1233.

BLAVOUX B. (1978) : Etude du cycle de l'eau au moyen de l'oxygène 18 et du tritium. Possibilités et limites de la méthode des isotopes du milieu en hydrologie en zone tempérée. *Thèse de l'Université Paris VI* : 302 pp.

BOLLAG, J.M., LIU, S.Y. (1990) : Biological transformation processes of pesticides. *Pesticides in the soil environment : processes, impacts and modeling*. *Soil Science Society of America Book n°2*. CHENG H.H. : 169-212

- BOOLTINK, H.W.G. (1994) : Field-scale distributed modelling of bypass flow in a heavily textured clay soil. *Journal of hydrology*, Vol 163 : 65-84.
- BOUMA J., DEKKER L.W., VETLINDEN H.L. (1976) : Drainage and vertical hydraulic conductivity of some dutch « knik » clay soils. *Agric. Water Manag.* Vol 1 : 67-78
- BOUMA, J., JONGERIUS, A., BOERSMA, O., JAGER, A. And SCHOONDERBEEK, D. (1977) : The function of different types of macropores during saturated flow through four swelling soil horizons. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, Vol 41 : 945-950.
- BOURGOUIN, B., KONLEIN, C., SAFONT, S. (1992) : Pratiques phytosanitaires agricoles et qualité des eaux de surface sur le bassin Adour-Garonne. *S.R.P.V. Midi-Pyrénées, F.R.E.D.E.C. Midi-Pyrénées.*
- BOURGOUIN, B., SAFONT, S. (1993) : Incidences des pratiques phytosanitaires sur la qualité de l'eau. *PURPAN. Etudes scientifiques, techniques, économiques juridiques pour l'agriculture et le monde rural*, 105-113.
- BROADBRIDGE, WHITE (1988) : *Water Ressources Research*, Vol 24/1 : 145-154.
- BRONSTERT, A. (1994) : 1-,2- and 3-dimensional simulation of the water dynamics of agricultural sites using the physically based modeling system 'HILLFLOW'. *Advances in Water Ressources Technology and Management*. ISBN 90 5410 389 2 : 77-84
- BUTTLE, J.M. (1994) : Isotope hydrograph separation and rapid delivery of pre-event water from drainage basins. *Progress in physical geography*, Vol 18/1 : 16-41.
- CALVER, A. (1988) : Calibration, sensitivity and validation of a physically-based rainfall-runoff model. *Journal of Hydrology*, Vol 103 : 103-115.
- CALVER, A., BINNING, P. (1990) : On modelling hillslope water flow paths and travel times. *Journal of Hydrology*, Vol 121 : 335-344.
- CALVET, R., TERCE, M., ARVIEU, J.C. (1980) : Mise au point bibliographique : adsorption des pesticides par les sols et leurs constituants. *Ann. Agron.*, 31(/) : 33-62, 125-162, 239-257, 385-411.
- CAMERON, D.R., KLUTE, A. (1977) : Convective-dispersive solute transport with a combined equilibrium and kinetic adsorption model. *Water Ressources Research*, Vol 13/1 : 183-188.
- CANN, C., VILLBONNET, C. (1993) : BRETAI. Bassin de référence pour l'étude des transferts en milieu agricole intensif. Bassin du Coët-Dan (Morbihan). *Rapport final. Cemagref, Division Déchets Solides* : 57 pp.
- CARNET C. (1976) : Premières données sur le rôle du bocage sur la distribution des sols et la circulation de l'eau dans les sols. In : *Les bocages : histoire, écologie, économie*. C.R. de la table ronde CNRS «Ecosystèmes bocagers », 5, 6 et 7 juillet 1976 : 159-162.
- CARNET C. (1978) : Bocage : sols et eaux. Tome II : Etude des sols et de leur régime hydrique en région granitique de Bretagne : une approche du rôle du bocage. *Thèse de l'Université de Rennes*. 235 pp.
- CARSEL, R.F., SMITH, C.N., MULKEY, L.A., DEAN, J.D., JOWISE, P.P. (1984) : User's manual for the pesticide root zone model (PRZM) : Release 1. *USEPA EPA-600/3-84-109. U.S. Gov. Print. Office, Washington, DC.*
- CAYOT, S. (1993) : Etude spatialisée du ruissellement à l'échelle de la parcelle. *DEA de Géosciences, filière pédologie. ENSAR*. 60 pp.
- Cemagref Rennes (1993) : Suivi de la qualité de l'eau. Etude menée sur le bassin versant expérimental du Coët-Dan (Matière organique). *Département du Morbihan, Syndicat départemental de l'eau* (56),
- CHABALIER D. (1997) : Localisation des chemins d'écoulement sur un bassin versant agricole. Eléments méthodologiques pour la mise en place de zones tampons. *Mémoire de 3^{ème} année de l'ENGEES*. 82 pp.

- CHAPELL, N., TERNAN, L. (1992) : Flow path dimensionality and hydrological modelling. *Hydrological Processes*. Vol 6 : 327-345.
- CHARNAY L. (1998) : Etude de la capacité de rétention des produits phytosanitaires par les fossés. Rôle des sédiments. *Rapport de DEA, Université Claude Bernard. LYON I* : 49 pp.
- CHOUDHURY, B.J., MONTEITH, J.L. (1988) : A four-layer model for the heat budget of homogeneous land surfaces. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 114 : 373-398.
- CLEMENTE, R.S., PRASHER, S.O., BARRINGTON, S.F. (1993) : PESTFADE, a new pesticide fate and transport model : model development and verification. *Trans ASAE*, Vol 36/2 : 357-367.
- CNRS, ENSAR, Université de Rennes (1976) : *Les bocages, Histoire, Ecologie, Economie*. Table ronde CNRS : « Aspects physiques, biologiques et humains des écosystèmes bocagers des régions tempérées et humides ». 5-7 juillet 1976.
- COGNARD-PLANCQ, A.L. (1996) : Suivi de l'état hydrique des sols par télédétection spatiale (radar et thermographie infrarouge) et modélisation hydrologique à l'échelle du bassin versant. Thèse Paris XI. 134 pp.
- CROS-CAYOT, S. (1996) : Distribution spatiale des transferts de surface à l'échelle du versant. Contexte armoricain. *Rapport de thèse de ENSAR* : 218 pp
- DAMAGNEZ J. (1976) : Caractérisation physique des bocages. Bioclimatologie. In : *Les bocages : histoire, écologie, économie*. C.R. de la table ronde CNRS «Ecosystèmes bocagers », 5, 6 et 7 juillet 1976 : 105-108
- DAVIS B.N.K., BROWN M.J., FROST A.J., YATES T.J., PLANT R.A. (1994) : The effects of hedges on spray deposition and on the biological impact of pesticide spray drift. *Ecotoxic. & Environ. Safety*, Vol 27 : 283-293.
- DE MARSILY, G. (1981) : Hydrogéologie quantitative. *ENSMP* : 215 pp.
- DESTOUNI, G. (1993) : Stochastic modelling of solute flux in the unsaturated zone at the field scale. *Journal of Hydrology*, Vol 143 : 45-61.
- DEWALLE, D.R., PIONKE ; H.B. (1994) : Streamflow generation on a small agricultural catchment during autumn recharge : I Stormflow periods. *Journal of Hydrology*, Vol 163 : 23-42.
- DIETRICH, W.E., WILSON, C.J., MONTGOMERY, D.R., MCKEAN, J., BAUER, R. (1992) : Erosion thresholds and land surface morphology. *Geology*, Vol 20 : 675-679.
- DUNNE T., BLACK, R.D. (1970) : Partial area contribution to storm runoff in a small New England watershed. *Water Resources Research*, Vol 6/5 : 1296-1311
- DUNNE, T. (1978) : Field studies of hillslope flow processes. In *Kirkby, M.J. (ed.), Hillslope Hydrology*, John Wiley, Chichester : 227-93.
- DURAND, P., TORRES, J.L. (1996) : Solute transfer in agricultural catchments : the interest and limits of mixing models. *Journal of Hydrology*, N° 181 : 1-22.
- DUTHIL, J. (1970) : Eléments d'écologie et d'agronomie. Tome I. *Collection des ingénieurs des techniques agricoles*. Ed J-B Baillièrre et Fils. 385 pp.
- EDITJANO, MICHEL, C. (1989) : Un modèle Pluie-Débit à trois paramètres. *La Houille Blanche*, n°2 : 113-121.
- ENFIELD, C.G., YATES, S.R. (1990) : Organic chemical transport to groundwater. *Pesticides in the soil environment : processes, impacts and modeling. Soil Science Society of America Book n°2*. CHENG H.H. : 271-302.
- ESCUTIA ACEDO, M., RIVOIRE, P. (1993) : Essai de diagnostic de la pollution des eaux souterraines par les produits phytosanitaires en Isère (France). Application à 3 bassins versants en milieu rural. *Mémoire de fin d'études ENSA de Rennes*.

- FISHER, P., ABRAHART, R.J., HERBONGER, W. (1997) : The sensitivity of two distributed non - point source pollution models to the spatial arrangement of the landscape. *Hydrological Processes*, Vol 11 : 241-252.
- FLATRES P. (1976) : Géographie. In : *Les bocages : histoire, écologie, économie*. C.R. de la table ronde CNRS «Ecosystèmes bocagers », 5, 6 et 7 juillet 1976 : 21-30
- FLURY, M., FLUHLER, H., JURY, W., LEUENBERGER, J. (1994) : Susceptibility of soils to preferential flow of water : a field study. *Water Resources Research*, Vol 30, n° 7 : 1945-1954.
- FORGET V. (1997) : Fonctionnement hydrique et biogéochimique du talus de ceinture de bas-fonds : rôle dans l'épuration du milieu en nitrate. *DEA National de Science du Sol, ENSAR.* : 49 pp
- FOSTER, G.R., MEYER, D.L., ONSTAD, C.A. (1977) : A runoff erosivity factor and variable slope length exponents for soil loss estimates. *Trans. ASAE.*, Vol 20 : 683-687.
- FRANKS, S., GINESTE, P., BEVEN, K., MEROT, P. (1998) : On constraining the prediction of distributed models : the incorporation of fuzzy estimates of saturated areas in the calibration process. *Water Resources Research*, Vol 34/4 : 77-797.
- FREER J., McDONNELL J., BEVEN K.J., BRAMMER D., BURNS D., HOOPER R.P., KENDAL C. (1997) : Topographic controls on subsurface storm flow at the hillslope scale for hydrologically distinct small catchments. *Hydrological Processes*, Vol 11 : 1347-1352.
- FREER, J., BEVEN, K., AMBROISE, B. (1996) : Bayesian estimation of uncertainty in runoff prediction and the value of data : an application of the GLUE approach. *Water Resources Research*, Vol 32/7 : 2161-2173.
- FRUSTORFER, P., SCHEINDER, R.J., WEIL, L., NIESSNER, R. (1993) : Factors influencing the adsorption of atrazine on monmorillonitic and kaolinitic clays. *The Science of the Total Environment*, Vol 138 : 317-328.
- FUENTES, C., HAVERKAMP, R., PARLANGE, J.Y. (1992) : Parameter constraints on closed-form soil water relationships. *Journal Of Hydrology*, Vol 134 : 117-142.
- GALEA, G., PRUDHOMME, C. (1997) : Notions de base et concepts utiles pour la compréhension de la modélisation synthétique des régimes de crue des bassins versants au sens des modèles QdF. *Revue des Sciences de l'Eau* : Vol 1 : 83-101.
- GARON-BOUCHER C. (1998) : Rétention des produits phytosanitaires par les végétaux des fossés : mises au point analytiques et expérimentations de terrain. *Rapport de DEA, Université Claude Bernard. LYON I* : 32 pp
- GASCUEL C., WALTER C., MEROT Ph., ZHANG X. (1997) : Effet d'un réseau de haies sur les écoulements à la surface d'un bassin versant. *L'arbre en réseau. INRA. Rennes 24 et 25 septembre 1997* : p 31
- GASCUEL-ODOUX, C., CROS-CAYOT, S., CLEMENT, M., CURMI, P., GARNIER, F., HEDDADJ, D., SEUX, R. (1995) : Le ruissellement et les transferts de surface. *Colloque « Qualité des eaux et produits phytosanitaires : du diagnostic à l'action »*. Rennes. 27 novembre 1995.
- GASCUEL-ODOUX, C., HUBERT-MOY, L., ROBIN, P., WALTER, C. (1994) : Quelle échelle est pertinente pour définir les paramètres de fonctionnement d'un modèle hydrologique en milieu agricole intensif ? *Appel d'offres du programme environnement « Méthodes, modèles et théories », Rapport final de contrat* : 46 pp.
- GELHAR L.W. (1986) : Stochastic subsurface hydrology. From theory to applications. *Water Resources Research*. Vol 22/9 : 135S-145S.
- GERMANN, P.F. (1986) : Rapid drainage response to precipitation. *Hydrological Processes*, Vol 1 : 3-13.

- GERMANN, P.F. (1987) : The three modes of water flow through a vertical pipe. *Soil science*, Vol 144/2 : 153-154.
- GERMANN, P.F. (1991) : Macropores and hydrologic hillslope processes. *Process studies in hillslope hydrology*. ANDERSON, M.G. and BURT, T.P. Ed John Wiley & Sons : 327-364.
- GILLHAM, R.W. (1984) : The capillary fringe and its effect on water-table response. *Journal of Hydrology*, Vol 67 : 307-324.
- GINESTE Ph. (1998) : Contribution de l'imagerie satellitale radar ERS à la détection des zones saturées et à la modélisation hydrologique d'un petit bassin versant agricole par Topmodel.. *Thèse ENGREF* : 230 pp.
- GIRAUD, F., FAURE, J.B., ZIMMER, D., LEFEUVRE, J.C., SKAGGS, R.W. (1997) : Modélisation hydrologique d'une zone humide complexe. *Journal of Irrigation*, Vol 123/5.
- GIRAUD F. (1992) : Modélisation hydrologique d'une zone humide agricole : perspective pour l'étude du transport d'azote et de phosphore dans le réseau hydraulique. Cas du Marais de Moëze. *Thèse de l'Université de Rennes I* : 224 pp
- GOURRU M. (1992) : Description spatiale des sols du bassin versant de référence de Naizin (Morbihan). *DAA Génie de l'environnement. ENSAR.* : 44 pp.
- GOUY, V. (1993) : Contribution de la modélisation à la simulation du transfert des produits phytosanitaires de la parcelle agricole vers les eaux superficielles. *Rapport de thèse de l'université Louis PASTEUR de Strasbourg*. 350p.
- GRAYSON, R.B., MOOR, I.D., McMAHON T.A. (1992) : Physically based hydrologic modeling. 2. Is the concept realistic ? *Water Resources Research*, Vol 8/5 : 929-941.
- GRAYSON, R.B., NATHAN, R.J. (1993) : On the role of physically based models in engineering hydrology. *Australian Institute of Engineers. Watercomp*. Melbourne Australia. 30th march-1st April 1993, 45-50.
- GROCHULSKA, J. And KLADIVKO, E.J. (1994) : A two-region model of preferential flow of chemicals using a transfer function approach. *J. Environ. Qual.*, Vol 23 : 498-507.
- GUYOT G., SEGUIN B. (1976) : Influence du bocage sur le climat d'une petite région. *In : Les bocages : histoire, écologie, économie*. C.R. de la table ronde CNRS « Ecosystèmes bocagers », 5, 6 et 7 juillet 1976 : 121-129.
- GUYOT, G., SEGUIN, B. (1976) : Influence du bocage sur le climat d'une région. *In : Les bocages, Histoire, Ecologie, Economie*. Table ronde CNRS : « Aspects physiques, biologiques et humains des écosystèmes bocagers des régions tempérées et humides ». 5-7 juillet 1976, pp 121-130.
- HALLAIRE V., CURMI P. (1994) : Image analysis of pore space morphology in soil sections, in relation to water movement. *Developments in Soil Science*, Vol 22 : 559-567
- HATTON, T.J., WALKER, J., DAWES, W., DUNIN, F.X., (1992) : Simulations of hydroecological responses to elevated CO₂ at the catchment scale. *Aust. J. Bot.*, Vol 40 : 679-696.
- HEYDARIZADEH, M. (1996) : Modélisation synthétique des régimes hydrologiques. Evolution des modèles de synthèse QdF en cas d'échanges nappes-rivières actifs et activables. *Thèse de l'Université Joseph Fourier de Grenoble* : 198 pp
- HIMEL, C.M., LOATS, H., BAILEYG, W. (1990) : Pesticide sources to the soil and principle of spray physics. *Pesticides in the soil environment : processes, impacts and modeling*. *Soil Science Society of America Book n°2*. CHENG H.H. : 7-50.
- HOUOT, S. (1992) : Transformations biologiques des produits à usage agricole (nitrates et pesticides) dans le sol et dans l'eau. Modélisations possibles. *INRA, Laboratoire des Sols. Grignon*.
- HUMBEL F.X. (1984) : *L'analyse structurale des couverture de sol, une base pour la cartographie des sols en Guyane*. In AFES. 1984. Livre jubilaire du Cinquantenaire, p181-191

- IRITZ L., JOHANSSON B., LUNDIN L. (1994) : Impact of forest drainage on floods. *Journal des sciences hydrologiques*, 39/6 : 637-661.
- ITCF, IDF (1997) : Rôle épurateur de la haie. Répartition de l'azote autour d'une haie-talus. *Programme de recherche ACTA-MAP-PESR 93-95* : 34 pp.
- JABRO, J.D., JEMISON, J.M., LENGNICK, L.L., FOX, R.H. and FRITTON, D.D. (1993) :I. *Trans ASAE*, Vol 36/6 : 1651-1657.
- JENSEN, K.H.J., MANTOGLU, A. (1992) : Future of distributed modelling. *Hydrological Processes*, Vol 6 : 255-264.
- JOHNSON, R.M., SIMS, J.T. (1993) : Influence of surface and subsoil properties on herbicide sorption by atlantic coastal plain soils. *Soil Science*, Vol 155/5 : 339-348.
- JORGULESCU, I. (1997) : Analyse du comportement hydrologique par une approche intégrée à l'échelle du bassin versant. Application au bassin versant de la Haute-Mentue. *Rapport de thèse*. Presses polytechniques et universitaires romandes.
- JUAN TORRES, J.L. (1994) : Transfert de nitrates et chemins d'eau sans un bassin versant agricole breton. *Diplôme d'ingénieur agronome de l'ETSEA, Lleida (Espagne)*. ENSAR. 89 pp.
- KABALA, Z.J., SPOSITO, G. (1994) : Statistical moments of reactive solute concentration in a heterogeneous aquifer. *Water Resources Research*, Vol 30/3 : 759-768.
- KAYANE, I., KAIHOTSU, I. (1988) : Some experimental results concerning rapid water table response to surface phenomena. *Journal of Hydrology*, Vol 102 : 215-234
- KLEMES, V. (1986) : Dilettantism in Hydrology : Transition or destiny ? *Water Ressources Research*, Vol 22/9 : 177S-188S.
- KLÖPFER, W. (1992) : Photochemical degradation of pesticides and other chemicals in the environment : a critical assesment of the state of the art. *The Science of the Total Environment*, Vol 123/124 : 145-159.
- KOIDE, S., WHEATER, H.S. (1992) : Subsurface flow simulation of a small plot at Loch Chon, Scotland. *Hydrological processes*, Vol 6 : 299-326.
- KOSKINEN, W.C., HARPER, S.S. (1990) : The retention process : mechanisms. *Pesticides in the soil environment : processes, impacts and modeling*. *Soil Science Society of America Book n°2*. CHENG H.H. : 51-78
- KUBOTA, J., SIVAPALAN, M. (1995) : Towards a catchment-scale model of subsurface runoff generation based on synthesis of small-scale process-based modelling and field studies. *Hydrological processes*. Vol 9 : 541-554.
- LE MEILLOUR, F. (1996) : Etude expérimentale et numérique de la contribution des eaux de surface et de subsurface à la formation des crues. Conséquences sur l'hydrogramme d'un bassin versant (Application au Réal Collobrier). *Thèse de l'Université Joseph Fourier. Grenoble* : 216 pp
- LEANNEY, F.W., SMETTEN, K.R.J., CHITTLEBOROUGH, D.J. (1993) : Estimating the contribution of preferential flow to subsurface runoff from a hillslope using deuterium and chloride. *Journal of hydrology*, 147 : 83-103.
- LEE WOLFE, N., MINGELGRIN, U., MILLER, G.C. (1990) : Abiotic transformations in water, sediments, and soil. *Pesticides in the soil environment : processes, impacts and modeling*. *Soil Science Society of America Book n°2*. CHENG H.H. : 103-168.
- LEONARD, R.A. (1990) : Movement of pesticides into surface waters. *Pesticides in the soil environment : processes, impacts and modeling*. *Soil Science Society of America Book n°2*. CHENG H.H. : 303-350

- LESAFFRE B. (1988) : Fonctionnement hydrologique et hydraulique du drainage souterrain des sols temporairement engorgés : Débits de pointe et modèle SIDRA. *Thèse de l'Université Paris VI*, 298 pp.
- LIWANG, MA., SELIM, H.M. (1994) : Predicting atrazine adsorption-desorption in soils : a modified second order kinetic model. *Water Resources Research*, 30(2) : 447-456.
- LLADOS SOLDEVILA A. (1997) : Transferts hydriques verticaux et latéraux en conditions saturées ou quasi saturées dans des sols limoneux. *Mémoire de fin d'études ENSAR*.: 12-21
- 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 doctorat de l'Université Louis Pasteur-Strasbourg I* : 155 pp
- LUXMOORE, R.J. (1981) : Micro-, meso, and macroporosity of soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, Vol 45 : 671-672.
- MADESCLAIRE, V. (1996) : Infiltration et mouvements de nappes. Paramètres et étude de sensibilité. *DEA de Mécanique de Bordeaux* : 31 pp.
- MAKHOLOUF, Z., MICHEL, C. (1992) : Relations entre les paramètres d'un modèle global Pluie-Débit et les caractéristiques d'un bassin breton. *VI^{ème} journées hydrologiques. ORSTOM*. Septembre 1992 : 531-547.
- MARTELAT A., LACHASSAGNE P. (1995a) : Bassin versant représentatif expérimental du Coët-Dan (Naizin, Morbihan). Hydrogéologie : détermination des caractéristiques hydrodynamiques du système aquifère au lieu dit Le Stimoës. *Rapport BRGM*, 54pp.
- MARTELAT A., LACHASSAGNE P. (1995b) : Bassin versant représentatif expérimental du Coët-Dan (Naizin, Morbihan). Recueil de données hydrogéologiques de basses eaux. *Rapport BRGM R 38593 DR/HGT 95*.
- MERCIER, P. (1998) : Contribution méthodologique à l'étude des matières en suspension. Application au transfert particulaire en sol drainé. *Thèse ENGREF* : 202 pp
- MEROT, Ph. (1978) : Bocage : sols et eaux. Le bocage en Bretagne granitique , une approche de la circulation des eaux. *Doctorat de 3ème cycle : terre, océan, Espace, Rennes I*.
- MEROT, Ph., BRUNEAU, P. (1993) : Sensitivity of bocage landscapes to surface runoff : application of the Kirkby index. *Hydrological Processes*, Vol 7/2 : 167-192.
- MEROT, Ph., CRAVE, A., GASCUEL-ODOUX, Ch., LOUHALA, S. (1994) : Effect of saturated areas on backscattering coefficient of the ERS-1 SAR : first results. *Water Resources Research*. Vol 30/2 : 175-179.
- MEROT, Ph., REYNE, S. (1996) : Rôle hydrologique et géochimique des structures linéaires boisées. Bilan bibliographique et perspectives d'étude. La forêt rurale dans l'espace rural. *SAD Etudes et Recherches. INRA Editions, Paris*. n° 29 : 83-100.
- MONTGOMERY, D.R., DIETRICH, W.E. (1995) : Hydrological processes in a low-gradient source area. *Water Resources Research*, Vol 31, n° 1 : 1-10.
- MOORE, I.D., FOSTER, G.R. (1990) : Hydraulics and overland flow. *Process studies in hillslope research*. ANDERSON M.G. and BURT T.P. Ed John Wiley & Sons : 215-254.
- MOORE, I.D., MACKAY, S.M., WALLBRINK, P.J., BURCH, G.J., O'LOUGHLIN, E.M. (1986) : Hydrological characteristics and modelling of a small forest catchment in southeastern New South Wales. Prelogging condition. *Journal of Hydrology*, Vol 83 : 307-335.
- MOORE, I.D., NORTON, T.W., WILLIAMS, J.E. (1993) : Modelling environmental heterogeneity in forested landscapes. *Journal of Hydrology*, 150 : 717-747.
- MOORE, I.D., O'LOUGHLIN, E.M., BURCH, G.J. (1988) : A contour-based topographic model for hydrological and ecological applications. *Earth surface processes and landforms*, Vol 13 : 305-320.

- MORISSON, C. (1994) : Décomposition d'épisodes de crues d'un bassin versant à l'aide de traceurs isotopiques et géochimiques. *Mémoire de fin d'études ENSAR*. 60 pp.
- MULLER, C. (1995) : Les zones tampons. Eléments de la gestion équilibrée des hydrosystèmes. *Cemagref. Divisions HHLY et QELY* : 85 pp.
- MUNOZ, J.M. (1992) : Méthodologie d'étude des produits phytosanitaires. Etude d'un bassin versant viticole : l'Ardières (Beaujolais). Mise au point de méthodes analytiques de pesticides. *Mémoire de thèse de l'Université Claude Bernard. Lyon I*, 175 pp.
- NICHOLLS, P.H. (1988) : Factors influencing entry of pesticides into soil water. *Pestic. Sci.*, 22 : 123-137.
- NORMAND, M., CANN, C., CHKIR, N., COGNARD, A.L., IMBERTI, M.C. et Al. (1994) : Utilisation de l'observation spatiale pour l'estimation hydrique des sols et la modélisation hydrologique. *Xè journées hydrologiques. Orstom. Septembre 1994* : 699-716.
- O'LOUGHLIN, E. (1990) : Perspectives on hillslope research. *Process studies in hillslope research*. ANDERSON M.G. and BURT T.P. Ed John Wiley & Sons : 501-516.
- O'LOUGHLIN, E.M. (1986) : Prediction of surface saturation zones in natural catchments by topographic analysis. *Water Resources Research*, Vol 22/5 : 794-804.
- O'LOUGHLIN, E.M. (1990) : Modelling soil water status in complex terrain. *Agricultural and Forest Hydrology*, Vol 50 : 23-38.
- OBERLIN, G. (1990) : Mesures et expérimentations en hydrologie. *Colloque « Des concepts et des outils en hydrologie »*. Paris, le 18 janvier 1990. CNFSH
- PAIGE, G.B., HILLEL, D. (1993) : Comparison of three methods for assessing soil hydraulic properties. *Soil Science*, Vol 115/3 : 175-189.
- PATTY, L., REAL, B., GRIL, J.J. (1996) : Grassed buffer strip studies to improve surface water quality. *6th international Cost 66 workshop*. Stratford, May 1996.
- PAUWELLS, H. (1996) : Preliminary results on chemical variations in a schist aquifer : implications for nitrate transport and denitrification. *Hydrologie dans les pays celtiques. Ed P. Mérot et A. Jigorel. INRA éditions. Rennes, 8-11 juillet 1996*. p 111-117
- PAUWELLS, H., MARTELAT, A., FOUCHER, J.C., LACHASSAGNE, P. (1996) : Dénitrification dans les eaux souterraines du bassin versant du Coët-Dan : Suivi géochimique et hydrogéologique du processus. *Rapport BRGM R 39055*, 66 pp.
- PAUWELLS, H., PINAULT, J.L. (1997) : Dénitrification et transferts de nitrate : le bassin versant de Coët-Dan. *Contrat de plan Etat-Région Bretagne 1994-1998. Programme Bassins versants et transmission des pollutions au littoral. Rapport BRGM R 38382* : 29 pp.
- PHILIP, J.R. (1957) : Theory of infiltration : 4 Sorptivity and algebraic equations. *Soil Science*, Vol 84 : 435-448
- PIONKE, H.B., DEWALLE, D.R. (1994) : Streamflow generation on a small agricultural catchment during autumn recharge : I Nonstormflow periods. *Journal of Hydrology*, Vol 163 : 1-22
- POCHAT, R. (1990) : Cours d'hydraulique générale. *ENGREF* : 173 pp
- QUERNER E.P. (1993) : Aquatic weed control within an integrated water management framework. *DLO Winand Staring Centre, Wageningen*. Report 67 : 196 pp.
- QUINN P., BEVEN, K.J., CHEVALLIER, P., PLANCHON, O. (1991) : The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modelling using digital terrain models. *Hydrological Processes*, Vol 5 : 59-79.
- QUISENBERRY, V.L., PHILLIPS, R.E., ZELEZNIK, J.M. (1994) : Spatial distribution of water and chloride macropore flow in a well-structured soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, Vol 58 : 1294-1300

- RIVIÈRE, J.M., DUPONT, C., TICO, S., ANNEZO, J.F. (1989) : Caractérisation des sols de Bretagne, méthode tarière. *Chambre régionale d'Agriculture de Bretagne*. 26 pp.
- ROGERS, C.C.M., ANDERSON, M.G. (1987) : Research needs in catchment distributed modelling. *Water for the future : Hydrology in perspective. IAHS Publication*. N° 164 : 415-423.
- RUELLAN A. (1976) : Caractérisation physique des bocages. Pédologie, Hydrologie. *In : Les bocages : histoire, écologie, économie*. C.R. de la table ronde CNRS «Ecosystèmes bocagers », 5, 6 et 7 juillet 1976 : 145-151
- RUSSO, D. (1993) : Stochastic modelling for solute transport in a heterogeneous unsaturated porous formation. *Water Resources Research*, Vol 29/2 : 383-397.
- SAFONT, S. (1992) : Incidence des pratiques agricoles sur la qualité de l'eau. *DESS d'agriculture et environnement de l'ENSA de TOULOUSE*.
- SAULNIER, G.M. (1996) : Information pédologique spatialisée et traitements topographiques améliorés dans la modélisation hydrologique par TopModel. *Thèse de l'INPG. Grenoble* : 289 pp
- SCHIAVON, M., THEVENOT, X. (1990) : Relations entre traitements phytosanitaires et contamination des captages. Approche méthodologique sur quelques bassins en Lorraine. *ENSAIA Nancy. DRASS Lorraine*.
- SENECI, N. (1992) : Binding mechanisms of pesticides to soil humic substances. *The science of total environment*, Vol 123/124 : 63-76.
- SHORT, D.L., O'LOUGHLIN, E.M., DAWES, W.R. (1990) : Simulating the design and operation of absorption trenches for effluent disposal. *Inst. Eng. Aust., Nat. Conf. Publ.*, Vol 90/4 : 79-83
- SHUI-MING, Z., DUO-SEN, L., ZONG-SHENG, W., XING-FA, M. (1993) : A kinetic model describing the effect of temperature on the loss rate of pesticides in soil. *Ecological modelling*, Vol 70 : 115-125.
- SIGG, L., STUMM, W., BEHRA, Ph. (1992) : Chimie des milieux aquatiques. Chimie des eaux naturelles et des interfaces dans l'environnement. *Masson, Paris* : 381 pp.
- SOLTNER, D. (1986) : Les bases de la production végétale. Tome 1 : Le sol. *Collection Sciences et Techniques Agricoles*. 14^{ème} édition. 456 pp.
- SOUCHERE, V. (1995) : Modélisation spatiale du ruissellement à des fins d'aménagement contre l'érosion de talweg. Application à des petits bassins versants en pays de Caux (Haute Normandie). *Thèse de l'INPG* : 200 pp
- SOUTTER M., MUSY A. (1993) : Impacts du drainage sur l'environnement : dimensionnement de zones tampons hydrologiques. *C.R. Acad. Agric. Fr.*, Vol 79/7 : 103-113
- Syndicat Régional de Protection des Végétaux. Rennes (1993) : Etude de la contamination des eaux superficielles de Bretagne par les pesticides. Résultats du suivi de 1992.
- TAHA, A. (1995) : Etude expérimentale et numérique de la contribution des eaux infiltrées à la formation des débits de crue en zone méditerranéenne. Application à un versant du Réal Collobrier. *Thèse de Doctorat de l'Université Joseph Fourier. Grenoble* : 271 pp.
- TARDITS, P. (1993) : Rapport de stage de recherche appliquée en Mécanique. *Maîtrise de mécanique, université Joseph Fourier*.
- TAYLOR, A.W., SPENCER, W.F. (1990) : Volatilization and vapor transport processes. *Pesticides in the soil environment : processes, impacts and modeling. Soil Science Society of America Book n°2*. CHENG H.H. : 213-270
- TOPP, G.C., DAVIS, J.L., ANNAN, A.P. (1980) : Electromagnetic determination of soil water content : measurement in coaxial transmission lines. *Water Resources Research*, Vol 16 : 574-582.

- TSUBOYAMA, Y., SIDLE, R.C., NOGUCHI, S. And HOSODA, I. (1994) : Flow and solute transport through the soil matrix and macropores of a hillslope segment. *Water Resources Research*, Vol 30/4 : 879-890.
- TUMEO M.A. (?) : The meaning of stochasticity, randomness and uncertainty in environmental modeling.
- TUMEO M.A. and ORLOB G.T. (1989) : An analytic technique for stochastic analysis in environmental models. *Water Resources Research*. Vol 25/12 : 2417-2422.
- VAN DEN BERG, J.A., ULLERSMA, P. (1994) : Poned infiltration as a cause of the instability of continuous macropores. *Journal of hydrology*, Vol 159 : 169-186.
- VAN HOORN J.W., VAN DER MOLEN W.H. (1973) : Design and management of drainage systems. Drainage of sloping lands. *Drainage principles and applications*. ILRI Publication 16/4 : 329-339.
- VERTESSY R.A., HATTON T.J., BENYON R.J., DAWES, W.R. (1996) : Long term growth and water balance predictions for a mountain ash (*Eucalyptus regnans*) forest catchment subject to clearfelling and regeneration. *Tree physiology*, Vol 16/1-2 : 221.
- VERTESSY R.A., HATTON T.J., O'SHAUGHNESSY P.J., JAYASURIYA M.D.A. (1993) : Predicting water yield from a mountain ash forest cathment using a terrain analysis based catchment model. *Journal of Hydrology*, Vol 150 : 665-700
- VERTESSY, R.A., WILSON, C.J., SILBURN, D.M., CONNOLLY, R.D., CIESIOLKA, C.A. (1990) : Predicting erosion hazard areas using digital terrain analysis. In : *Proc. IAHS Int. Symp. On research needs and applications to reduce erosion and sedimentation in tropical steeplands*, Suva, Fiji, 11-15 June 1990, IAHS, Wallingford, 298-308.
- VOLTZ, M., GOULARD, M. (1994) : Spatial interpolation of soil moisture retention curves. *Geoderma*, Vol 62 : 109-123.
- WAGENET, R.J. , HUTSON, J.L., BIGGAR, J.W. (1989) : LEACHM : A finite difference model for simulating water, salt and pesticide movement in the plant root zone. *Continuum. Vol. 2. Version 2.0. New York State Water Resour. Inst., Cornell Univ., Ithaca, NY*.
- WALLACH, R., VAN GENUCHTEN, M.T. (1990) : A physically based model for predicting solute transfer from soil soultion to rainfall-induced runoff water. *Water Resources Research*, Vol 26/9 : 2119-2126.
- WEBER, J.B. (1991) : Fate and behaviour of herbicides in soils. *Applied Plant Science*, Vol 5 : 2-3.
- WIDIATMAKA, (1994) : Analyse structurale et fonctionnement hydrique d'un système pédologique limoneux acide sur granite et sur schiste du massif armoricain France. *Thèse ENSAR*, 260 pp.
- WISE, R.W., CLEMENT, T.P., MOLZ, F.J. (1994) : Variably saturated modeling of transient drainage : sensitivity to soil properties. *Journal of Hydrology*, Vol 161 : 91-108.
- WOLSACK J. (1979) : Cours d'hydraulique générale. Hydraulique souterraine. *ENGREF*, 84 pp
- WOOD, E.F., SIVAPALAN, M., BEVEN, K., BAND, L. (1988) : Effects of spatial variability and scale with implication to hydrological modelling. *Journal of Hydrology*, Vol 102 : 29-47.
- YOUNG, R.A., ONSTAD, C.A., BOSCH, D.D., ANDERSON, W.P. (1987) : AGNPS : A nonpoint-source pollution model for evaluating agricultural watersheds. *Journal of soil and water conservation*, Vol 44/2 : 168-173.
- ZIDA, M. (1998) : Structure et fonctionnement hydrique d'un système pédologique armoricain (France). *Thèse à paraître. ENSAR*.
- ZIELINSKI P.A. (1991) : On the meaning of randomness in stochastic environmental models. *Water Resources Research*. Vol 27/7 : 1607-1611.

ZIMMER D. (1988) : Transferts hydriques en sols drainés par tuyaux enterrés. Compréhension des débits de pointe et essai de typologie des schémas d'écoulement. *Thèse de l'Université Paris VI*. 327 pp.

ANNEXES

Annexe 1 : GÉNÉRALITÉS SUR LES SOLS

On présente ou rappelle ici quelques notions de base sur les sols et l'eau dans le sol, afin que le vocabulaire utilisé soit sans ambiguïté, et qu'il ne soit pas nécessaire de rappeler au fil du texte des connaissances auxquelles il sera fait plusieurs fois référence. L'exposé est toutefois volontairement succinct, et le lecteur intéressé trouvera plus de détails dans les références citées.

Les constituants du sol

Ce paragraphe n'a pour but que de rappeler très brièvement ce qu'est un sol, afin que l'on appréhende bien la complexité de ce milieu, et la difficulté, quelle soit l'échelle à laquelle on se place, de le considérer comme un système homogène. Ceci oblige à un compromis pour décrire un sol dans un but donné, entre la diversité et la complexité des données à acquérir d'une part, et la précision visée d'autre part.

Nous utiliserons la définition pédologique du sol (Soltner, 1986) : « Le sol est la formation naturelle de surface à structure meuble et d'épaisseur variable, résultant de la transformation de la roche mère sous-jacente sous l'influence de divers processus, physiques, chimiques et biologiques ». La pédogenèse, « ensemble des phénomènes qui décomposent les roches, produisant des sols à leurs dépens, et provoquant dans ceux-ci des transformations et des déplacements de substances » comprend essentiellement trois étapes :

1. la désagrégation physique et l'altération chimique de la roche mère. Elle conduit à un mélange de minéraux plus ou moins désagrégés, mais non encore altérés, et d'un complexe d'altération composé d'une pâte d'argile colorée par des oxydes de fer et de sels de calcium, magnésium, potassium ... sous des formes plus ou moins solubles.
2. l'enrichissement en matières organiques, provenant d'organismes végétaux et animaux, qui aboutit à la formation de substances noires réunies sous le nom d'humus.
3. les migrations de substances, les mouvements d'eau dans le sol (plutôt vers le bas pour les climats à forte pluviométrie et plutôt vers le haut pour les climats à forte évaporation) faisant subir aux éléments solubles et colloïdaux des déplacements conduisant à la formation d'horizons « lessivés » ou appauvris et d'horizons « d'accumulation » d'argile, d'humus ou d'oxydes de fer.

Le temps nécessaire à la formation du sol (quelques centaines d'années) explique qu'il soit possible de trouver deux grands types de sol :

- des sols jeunes, peu évolués, peu profonds ou du moins peu différents de la roche mère dont ils proviennent, constitués d'un seul horizon,
- des sols évolués, généralement plus profonds, dont le profil présentera une succession d'horizons, les uns lessivés, les autres enrichis.

Un sol est composé de trois fractions :

- une fraction solide, comportant des éléments minéraux et des éléments organiques. Nous ne détaillerons pas les caractéristiques de ces différents composants (voir Soltner, 1986). Notons simplement que leur nature et les proportions dans lesquelles ils se trouvent déterminent la texture

(composition granulométrique) et la structure (mode d'assemblage des constituants solides **à un moment donné**) du sol, et donc ses propriétés essentielles vis à vis des fractions liquide et gazeuse.

- une fraction liquide, composée d'eau et de substances solubles provenant de l'altération des roches, de la décomposition des matières organiques et des apports par l'homme.
- une fraction gazeuse, composée des mêmes gaz que l'air, avec en plus des gaz provenant de la décomposition des matières organiques, ou des gaz émis par la roche (He, Rn).

Ces constituants du sol s'organisent, au fur et à mesure qu'on passe à des niveaux d'organisation supérieurs, en agrégats, mottes, horizons pédologiques (plus ou moins nettement différenciés), développements de profil pédologique et séquences pédologiques.

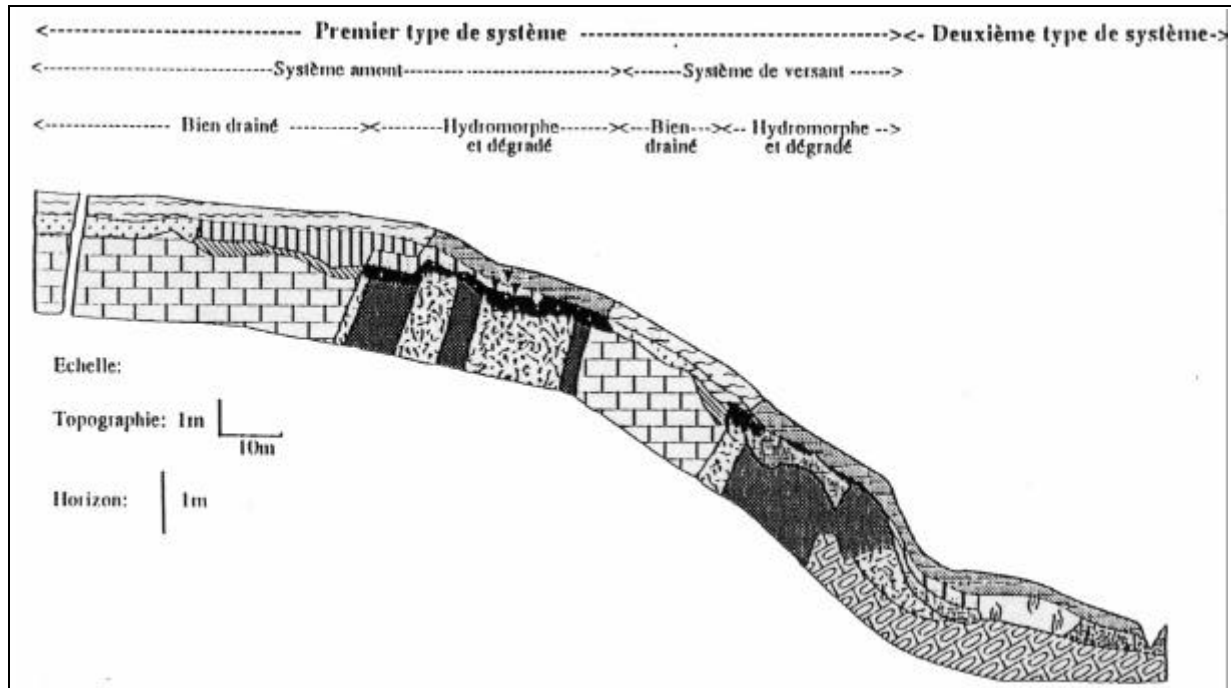


Figure 1 : Exemple de séquence pédologique (sur granite, bassin versant de la Noé Sèche (22), in Widiatmaka 1994)

On voit donc qu'un sol est un système complexe, tant du point de vue de sa structure géométrique, que de la composition chimique de ses différents constituants et des propriétés physico-chimiques qui en découlent. Bien que les propriétés chimiques aient une influence évidente sur la qualité de l'eau qui circule dans le sol, nous ne nous attacherons plus désormais qu'aux aspects physiques des sols, déterminant l'hydrodynamique de l'eau dans le sol, en ne considérant plus celui-ci que comme un milieu poreux.

On néglige ainsi des aspects qui peuvent avoir de l'importance même au niveau de la « simple » circulation d'eau dans le sol: par exemple, certains sols très riches en matière organique sont hydrophobes, ce qui conduit à des écoulements moindres dans la matrice du sol, et conséquemment plus importants dans la macroporosité, avec des comportements à seuil marqués (Gaudet, communication personnelle).

L'eau dans le sol

Si l'on s'intéresse maintenant plus particulièrement à l'eau dans le sol (De Marsily, 1981), il convient de rappeler d'abord quelques définitions élémentaires qui permettent de caractériser la capacité d'un sol

à contenir de l'eau (notion de porosité), et à la laisser circuler (notion de perméabilité, ou de conductivité hydraulique).

Toutes les grandeurs utilisées pour caractériser ainsi un sol sont basées sur le concept de **Volume Élémentaire Représentatif** (VER), essentiel dans l'étude des milieux poreux, qui suppose que l'on peut affecter à un point de l'espace la perméabilité, la porosité ou toute autre variable d'intérêt d'un certain volume de sol, qui permettra la définition de la propriété « moyenne » du volume en question (De Marsily, 1981). Cette notion est donc basée sur des intégrations dans l'espace ; le VER doit être assez grand pour contenir un grand nombre de pores afin qu'il soit possible d'y définir une propriété moyenne globale (de l'ordre du cm³ ou du dm³), et assez petit pour que les variations des paramètres d'un domaine au domaine voisin puissent être approchées par des fonctions continues (de l'ordre du m³ ou du dam³), afin de pouvoir utiliser l'analyse infinitésimale sans introduire d'erreur décelable par les instruments de mesure à l'échelle macroscopique. On conçoit qu'un tel VER n'existe pas toujours, notamment quand le milieu est très hétérogène.

L'approche alternative (mais pas antagoniste) est celle des **Fonctions Aléatoires** considérant que le Milieu Poreux étudié est une réalisation d'un phénomène aléatoire. Cette approche suppose que les hypothèses de stationnarité et d'ergodicité soient vérifiées par le milieu poreux, c'est à dire que la loi de probabilité sous-tendant l'ensemble des réalisations du phénomène aléatoire étudié est stationnaire dans l'espace, et que la réalisation unique que l'on étudie (c'est à dire le Milieu Poreux -MP- particulier auquel on s'intéresse) déploie dans l'espace la loi de distribution stationnaire étudiée ; on peut donc déduire de cette réalisation unique la loi de distribution d'intérêt. Moyennant ces deux hypothèses, les deux approches en fait se rejoignent en partie.

Nous n'entrerons pas plus avant dans ces théories, soulignons simplement que les hypothèses sous-tendant les définitions qui suivent (VER pour la première approche ou fonction ergodique et stationnaire pour la deuxième) ne sont pas toujours vérifiées, et que les concepts ainsi définis ne correspondent donc pas toujours à une réalité mesurable sur le terrain.

I. Porosités et sols à l'équilibre

Porosités

On définit la **porosité totale** par $w = \frac{\text{Volume des vides}}{\text{Volume total du sol}}$, la porosité pouvant être tubulaire et/ou fissurée.

Un sol est saturé quand toute la porosité est remplie par de l'eau. Cette eau se scinde en :

- eau liée, attachée à la surface des grains par le jeu des forces d'attraction moléculaire,
- eau libre. Située en dehors du champ d'attraction des particules solides, elle est susceptible de se déplacer sous l'effet de la gravité ou des gradients de pression.

La **porosité cinématique** d'un milieu saturé est alors définie comme : $w_c = \frac{\text{Volume d'eau qui peut circuler}}{\text{Volume total du sol}}$

Pour un sol non saturé, on définit la **teneur en eau** par $q = \frac{\text{Volume d'eau contenu}}{\text{Volume total du sol}}$. On a donc $0 < \theta < \omega$.

La **porosité de drainage** quant à elle désigne la part de la porosité qui peut être drainée par gravité. Elle correspond au concept de **capacité au champ**, état du sol obtenu une fois écoulée toute l'eau qui peut le faire par simple gravité.

En toute rigueur, la teneur en eau d'un sol dans cet état varie avec l'altitude, puisque en chaque point, le potentiel capillaire doit équilibrer le potentiel gravitaire.

Pour une description des répartitions des phases sol-eau-air en fonction de la saturation, on se reportera à (De Marsily, 1981).

I.1. Pression et forces capillaires

La pression capillaire, différence de pression $p_c = p_{\text{air}} - p_{\text{eau}}$ à l'interface air-eau dans le sol est donnée par la loi de Laplace :

$$p_c = \frac{2s_{ae}}{r} \text{ où } r \text{ est le rayon moyen de courbure de l'interface } \frac{2}{r} = \frac{1}{r'} + \frac{1}{r''}, \text{ } r' \text{ et } r'' \text{ étant les rayons de courbure principaux et } s_{ae} \text{ la tension superficielle air - eau.}$$

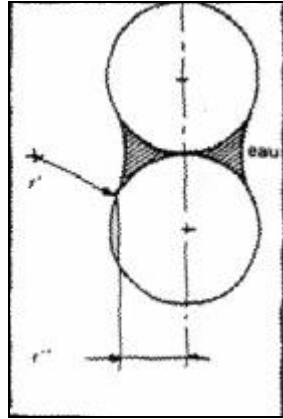


Figure 2 : Interface air-eau

Dans un milieu poreux, à chaque teneur en eau correspond une répartition des phases air et eau à l'intérieur d'un VER. La phase eau étant continue, les pressions s'y égalisent à une cote donnée ; en moyenne les interfaces prennent alors un certain rayon de courbure, et il en résulte une pression capillaire unique ; cette pression capillaire est donc une fonction de la teneur en eau ou saturation. Si on prend comme référence la pression atmosphérique, on trace la pression de l'eau en fonction de la saturation en définissant le **potentiel de succion** :

$$pF = \log_{10} \left(\frac{-P_{\text{eau}}}{rg} \right) \text{ où } \frac{P_{\text{eau}}}{rg} \text{ est exprimé en centimètres}$$

p_{eau} est la pression de l'eau (par rapport à la pression atmosphérique) et ρ sa masse volumique.

En fait, la pression capillaire présente souvent des phénomènes d'hystérésis, suivant que l'on assèche ou humidifie le sol : la forme que prennent les interfaces à une pression donnée varie suivant que l'on draine un sol humide ou que l'on humidifie un sol sec, notamment parce que des bulles d'air ou d'eau suivant le cas restent captives.

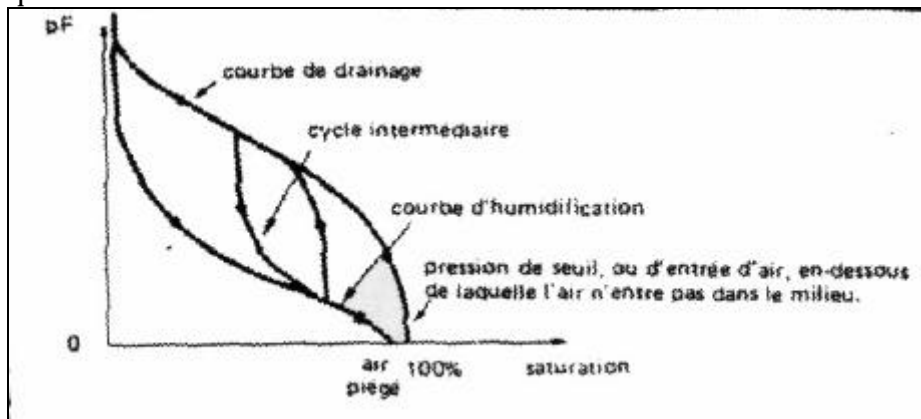


Figure 3 : Courbe de pression capillaire et hystérésis (d'après De Marsily, 1981).

Soulignons l'importance de la **frange capillaire**, correspondant à une zone saturée à 100%, située au dessus de la zone saturée, où la pression de l'eau est inférieure à la pression atmosphérique, mais pas assez pour permettre l'entrée d'air dans le milieu poreux.

I.2. Equilibre hydrostatique

Un profil de sol est à l'équilibre si la pression en eau varie linéairement avec la cote ; cette pression étant nulle au niveau de la surface libre de la nappe.

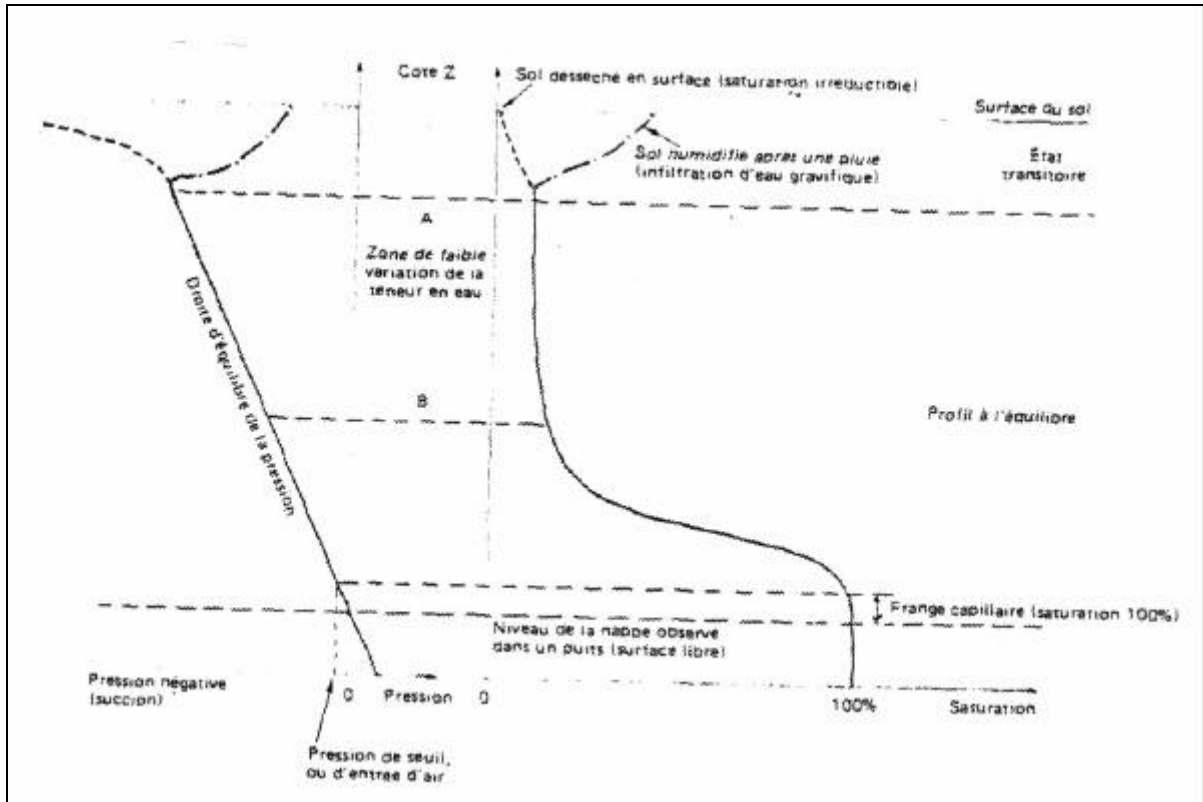


Figure 4 : Profil hydrostatique de saturation et de pression dans un sol (d'après De Marsily, 1981).

Si un profil n'est pas à l'équilibre, il tendra à y revenir, moyennant des flux d'eau que nous allons maintenant essayer de quantifier.

II. Flux d'eau dans le sol

Nous ne reprendrons pas les équations générales de la mécanique des fluides, qui traduisent essentiellement la conservation de la matière, le principe de la mécanique $f = m\gamma$ pour des fluides visqueux, et l'équation de la chaleur. Leur application aux milieux poreux nécessite une intégration dans l'espace sur un VER, et les équations principales, que nous donnons ici pour le milieu non saturé, utilisent des termes dont nous rappelons qu'ils représentent des intégrales dans l'espace.

1. L'équation de continuité (ou de conservation de la matière) devient :

$$\text{div}(\mathbf{r}\vec{U}) + \frac{d}{dt}(\mathbf{r}q) + \mathbf{r}q = 0 \quad \text{où } \rho \text{ est la masse volumique de l'eau (que l'on prendra égale à } 1000 \text{ kg/m}^3 \text{ dans la suite), } q \text{ le terme source (apport ou prélèvement d'eau) et } U \text{ la vitesse de filtration (vitesse moyenne du fluide à l'échelle du VER).}$$

Cette équation devient, sans terme source et en considérant que l'eau est incompressible :

$$\text{div}\vec{U} + \frac{dq}{dt} = 0 \quad \text{où } \theta \text{ est la teneur en eau volumique.}$$

2. On négligera dans la suite l'influence des flux de chaleur.
3. L'équation de Navier-Stokes relative aux forces est inapplicable telle quelle en milieu poreux, on ne connaît pas assez précisément ce qui se passe à l'échelle des pores au niveau des pressions et vitesses. On utilise donc une loi macroscopique reliant pression, vitesse et force extérieure à l'échelle du VER. C'est une loi expérimentale (loi de Darcy en milieu saturé)

Avant de l'énoncer, donnons encore quelques définitions :

La **charge hydraulique** en un point d'un fluide incompressible et soumis à la seule gravité est définie par :

$$h = \frac{u^2}{2g} + \frac{p}{\rho g} + z, \text{ où } u \text{ est la vitesse du fluide, et } z \text{ la cote comptée positivement vers le haut. Si}$$

un fluide est immobile, sa charge est constante dans l'espace (d'où les profils de pression à l'équilibre ci-dessus). En milieu poreux, les vitesses sont lentes, on néglige le terme cinématique, et l'on ne considère que la **charge statique**, ou **cote piézométrique** :

$$h = \frac{p}{\rho g} + z$$

Pour un milieu non saturé, on parle plutôt de **potentiel hydraulique**, que l'on note traditionnellement Φ , le **potentiel de pression** ψ étant $\psi = p/\rho g$. On assimile souvent la pression de l'eau à ce potentiel de pression, en exprimant la pression en hauteur d'eau.

II.1. Ecoulements saturés

Sous sa forme la plus générale, la loi de Darcy s'exprime en régime permanent par :

$$\vec{U} = -\frac{\bar{k}}{m} (\text{grad } p + \rho g \text{ grad } z) \text{ où } U \text{ est la vitesse moyenne d'écoulement à l'échelle du}$$

VER, μ la viscosité, ρ la masse volumique, p la pression en eau et z la cote. \bar{k} est le tenseur de perméabilité intrinsèque du milieu poreux, indépendamment du fluide considéré.

Si on passe maintenant à l'eau, que l'on considère incompressible, et que l'on note $\bar{K} = \frac{\bar{k}\rho g}{m}$ le tenseur de **perméabilité pour l'eau** (ou tenseur de **conductivité hydraulique à saturation**), la loi s'exprime par

$$\vec{U} = -\bar{K} \text{ grad } h.$$

Pour un milieu isotrope, le tenseur de conductivité se réduit à un scalaire.

En régime transitoire, en toute rigueur, la loi devient

$$\vec{U} = -\bar{K} \left(\text{grad } h - \frac{1}{g\omega} \frac{d\vec{U}}{dt} \right)$$

Le terme transitoire est toutefois toujours négligé en milieu poreux saturé, les vitesses étant peu élevées, le terme dérivé est négligeable.

II.2. Ecoulements non saturés

La loi de Darcy reste valable en milieu non saturé, mais on l'appelle Loi de Richards, et on l'écrit plutôt :

$$\vec{U} = -\bar{K} \cdot \text{Grad } \mathbf{f} = -\bar{K} \cdot \text{Grad } (z + \mathbf{y})$$

\bar{K} est ici le tenseur de **conductivité hydraulique non saturée**, il varie donc avec la teneur en eau, et il faudrait, pour être rigoureux le noter, $\bar{K}(\mathbf{q})$.

Pour simplifier la suite de l'exposé, on ne considérera dans la suite qu'un écoulement mono-

dimensionnel vertical, soit :

$$U_z = -K_z \cdot \frac{df}{dz} = -K_z \left(1 + \frac{dy}{dz} \right)$$

En combinant cette équation et l'équation de continuité, on obtient la forme mixte de l'équation de Richards (ainsi appelée parce qu'elle utilise les deux variables θ et ψ) :

$$\frac{\mathcal{I}q}{\mathcal{I}t} = \frac{\mathcal{I}}{\mathcal{I}z} \left(K \left(1 + \frac{\mathcal{I}y}{\mathcal{I}z} \right) \right)$$

Cette équation est hautement non linéaire, et n'admet de solution analytique que dans des cas très particuliers. Nous aurons amplement l'occasion d'y revenir dans la suite.

On considère en général qu'à une teneur en eau donnée θ correspond un potentiel capillaire et un seul ψ , en négligeant les phénomènes d'hystérésis. On peut alors définir une capacité d'humidité spécifique $C = \delta\theta/\delta\psi$ qui permet de passer à une expression de l'équation de Richards en fonction de la seule variable

ψ , plus facilement maniable par les codes de résolution numérique :

$$C \cdot \frac{\mathcal{I}y}{\mathcal{I}t} = \frac{\mathcal{I}}{\mathcal{I}z} \left(K \left(1 + \frac{\mathcal{I}y}{\mathcal{I}z} \right) \right)$$

La **perméabilité** exprime donc la capacité d'un milieu poreux à transmettre un fluide qui le sature. La **conductivité hydraulique** quant à elle décrit la transmission de l'eau à travers le milieu à une certaine teneur en eau, pour un gradient hydraulique unitaire.

III. Mesures des grandeurs relatives au sol

Insistons encore une fois sur le fait que toutes les définitions et équations ci dessus sont relatives à un Volume Élémentaire Représentatif dont l'existence n'est pas avérée pour tous les types de sol. Ce problème se manifeste au niveau de la métrologie ; en effet l'échelle à laquelle on effectue la mesure, c'est à dire le volume sur lequel l'appareil utilisé moyenne la grandeur d'intérêt ne correspond pas forcément au VER (à supposer qu'il existe), qui varie avec le type de sol considéré : un sable étant un milieu beaucoup plus homogène qu'un sol structuré par exemple, son VER sera a priori plus faible. Il ne s'agit pas seulement de précautions de langage et d'un problème théorique, on verra qu'on y sera confronté dans la suite du travail.

Nous regroupons ici les principales méthodes utilisées pour mesurer les grandeurs relatives aux sols auxquelles nous nous intéresserons.

III.1. Pression de l'eau dans le sol

Milieu saturé :

La pression y est positive. Le plus souvent, on utilise un **piézomètre**, c'est à dire un simple forage dans le sol : le niveau dans le tube indique la surface libre de la nappe (ce niveau est donc supérieur au toit effectif de la nappe pour une nappe artésienne). La pression croît linéairement avec la profondeur pour un système hydrostatique. Ces appareils sont en général très robustes, compte tenu de leur caractère assez simple.

Milieu non saturé :

Ici, la pression est négative. On utilise un **tensiomètre**, dont le principe consiste à insérer une bougie poreuse dans le sol, au niveau où l'on veut mesurer la succion. L'eau contenue dans la bougie se met en équilibre avec l'eau du sol, et on mesure la succion, en général avec un manomètre.

Le dispositif est plus compliqué que pour les piézomètres, et conduit souvent à des problèmes de mesure. Les tensiomètres sont notamment très sensibles à une entrée d'air dans les tubes, qui conduit à des mesures erratiques (mais pas toujours assez pour détecter l'erreur).

On distingue essentiellement deux types de mesure de succion : par l'intermédiaire d'un manomètre, ou par capteur différentiel de pression (Taha, 1995).

Pour un manomètre à mercure, si h est la pression d'eau dans le sol (exprimée en hauteur d'eau), la remontée de mercure dans le manomètre est $x = -\frac{h - (Y + Z)}{12.6}$ (12.6 = densité du mercure)

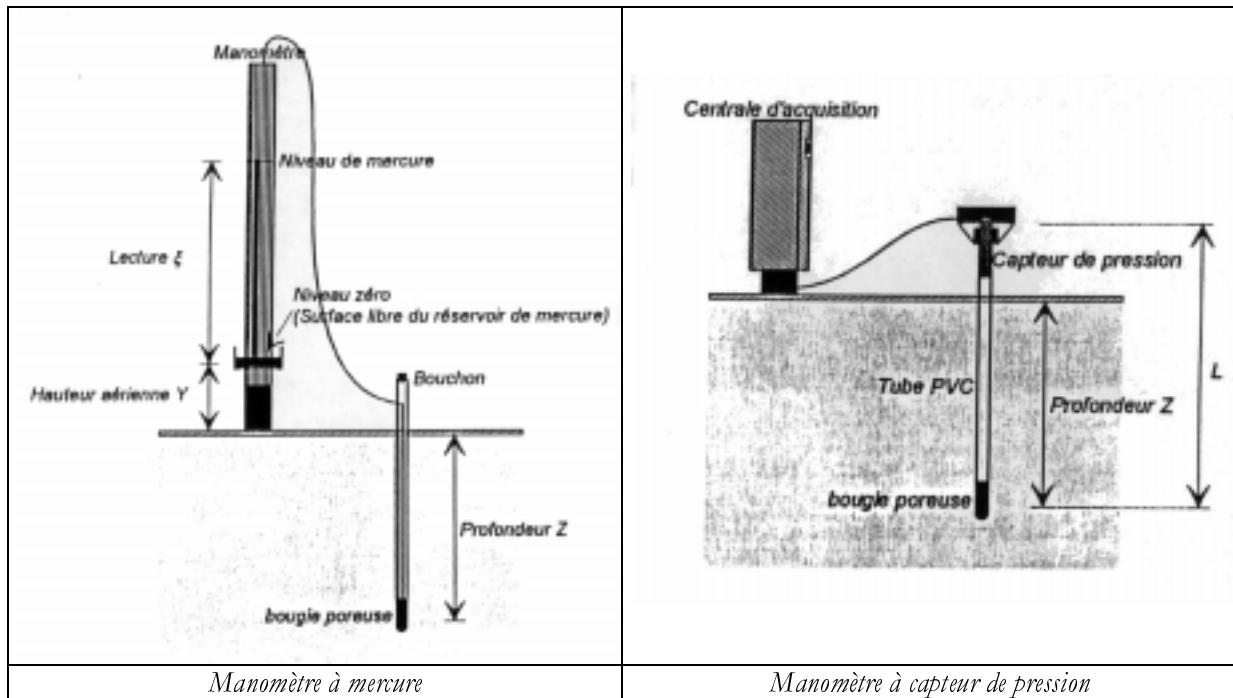


Figure 5 : Tensiomètre avec manomètre à mercure et tensiomètre à capteur de pression (d'après Taha, 1995).

Pour les tensiomètres automatiques, la cellule poreuse est reliée à un capteur différentiel de pression situé en haut du tube tensiométrique, près de la surface du sol, et relié à une centrale d'acquisition. Le principe consiste à convertir la pression Π au niveau du capteur en un signal électrique X par le biais d'une relation linéaire $\Pi = A.X + B$. Si la longueur du tube tensiométrique est L , supérieure à la profondeur de la cellule poreuse Z , on a $h = -\Pi + L$.

III.2. Porosités, teneur en eau du sol

La méthode utilisée au laboratoire consiste essentiellement à peser un échantillon à une certaine pression capillaire (éventuellement nulle, on mesure alors la teneur en eau à saturation), puis après séchage. La différence donne accès à la teneur en eau. Notons toutefois que, outre que cette méthode est longue et destructive si on veut aller jusqu'à un séchage complet (qui implique de broyer l'échantillon pour vider les pores non connectés contenant éventuellement de l'eau), il importe de bien être attentif à la signification des grandeurs que l'on obtient : suivant le degré de saturation d'où l'on part, et le degré de séchage (capacité au champ, séchage au four non destructif, séchage destructif, à quelle température), on aura plutôt accès à la porosité totale, cinématique, de drainage... De même, le protocole suivi pour atteindre la saturation peut avoir de l'importance en cas d'hystérésis, ou de piégeage d'air.

Si l'on revient maintenant plus particulièrement au sol comme on l'a défini au paragraphe I, et plus seulement à un milieu poreux quelconque, on peut de surcroît distinguer :

- la **porosité intermotte**. Elle correspond à la porosité grossière (macroporosité structurale des sols et porosité grossière biologique) qui est par définition la porosité libérée au passage de la saturation à l'état d'humidité naturelle atteinte après ressuyage (alias capacité au champ, pour un potentiel de succion qu'on considère en général proche de 2.0).
- la porosité de retrait est celle qui se situe entre cette capacité au champ et l'état sec (séché à 105°C, pF de 6.6 environ).

Les mesures sur le terrain utilisent essentiellement les différences de densité (sonde à neutrons) ou de résistivité (méthode TDR) des constituants du sol et de l'eau. Cette dernière méthode (Time Domain Reflectometry) donne la constante diélectrique apparente, qui est le rapport entre la permittivité du milieu et celle de l'air, lié à la teneur en eau du sol (Topp et al. 1980, cité dans Taha, 1995). La

méthode, relativement précise et rapide consiste à mesurer la vitesse de réflexion d'une onde électromagnétique plane dans le sol. En toute rigueur, elle demanderait à être étalonnée pour chaque type de sol afin de prendre en compte les caractéristiques propres aux constituants de chaque sol. Le volume de sol concerné dépend de la taille du guide d'onde, dont les électrodes font en général une quinzaine de centimètres.

III.3. Conductivité hydraulique

Nous donnons ici succinctement les méthodes les plus usitées sur le terrain (Taha, 1995). On trouvera au chapitre 4 de la partie II d'autres méthodes utilisées au laboratoire pour les sols du Naizin.

L'infiltromètre à double anneaux de Müntz est un appareil constitué de deux cylindres concentriques (de 30 et 80 cm de diamètres), enfoncés d'environ 5 cm dans le sol. Le niveau d'eau est maintenu constant dans les deux cylindres, et l'on mesure le taux d'infiltration dans le cylindre central. Le cylindre externe, où l'infiltration est souvent plus rapide en raison d'une diffusion latérale, est destiné à favoriser une infiltration verticale depuis le cylindre central, en limitant les phénomènes de diffusion depuis celui-ci. La conductivité hydraulique à saturation est donc obtenue directement ($K = \text{flux d'infiltration/surface du disque central}$) quand on atteint le régime permanent, en supposant que les horizons sous-jacents ne perturbent pas l'écoulement, et que le gradient gouvernant l'écoulement est vertical unitaire.

Le perméamètre de Guelph est fondé sur le principe de la mesure de l'écoulement cylindrique depuis un trou cylindrique vers un milieu homogène, non saturé. Il est constitué d'un dispositif de Mariotte assurant un niveau d'eau constant dans le trou cylindrique et permettant le suivi des flux infiltrés. Cet appareil permet d'estimer la conductivité hydraulique à saturation, le potentiel de flux matriciel¹, la sorptivité (grandeur qui caractérise la capacité d'infiltration en fonction du temps et de la teneur en eau initiale (Philip, 1957), voir chapitre 4, partie II), et d'en déduire la fonction reliant conductivité hydraulique et la succion du sol en place. Cette méthode passe toutefois par des équations très simplifiées pour l'infiltration et suppose, pour aboutir à une solution analytique, une décroissance exponentielle de la conductivité avec la pression capillaire. Elle conduit de ce fait assez fréquemment à des résultats incohérents (conductivité hydraulique négative par exemple, Taha, 1995).

¹ Le potentiel de flux matriciel correspond à $\Phi_m = \int_{h_n}^{h_0} K(h)dh$ où h_0 et h_n sont les pressions initiale et finale

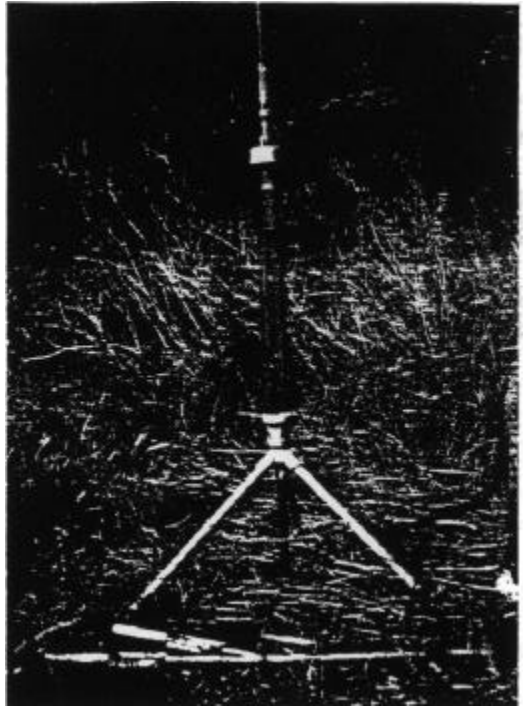


Figure 6 : Perméamètre de Guelph (d'après Taha, 1995)

L'infiltromètre multidisques à succion contrôlée (TRIMS) permet d'avoir accès de façon simple à deux paramètres de l'infiltrabilité : la conductivité hydraulique et la sorptivité. Le système de base est constitué de trois disques de diamètre différents (48, 80 et 250 mm) munis d'une membrane perméable à l'eau et imperméable à l'air. Posés à la surface du sol, ils permettent un apport contrôlé d'eau sous différentes suctions, imposées par l'intermédiaire d'un dispositif de Mariotte. La mesure du flux d'infiltration en régime permanent permet d'estimer la conductivité hydraulique et la sorptivité capillaire du sol, en fonction de la succion appliquée à la surface.

Là encore, on passe par des hypothèses simplificatrices sur le milieu (sol isotrope, homogène), qui conditionnent la valeur des résultats.

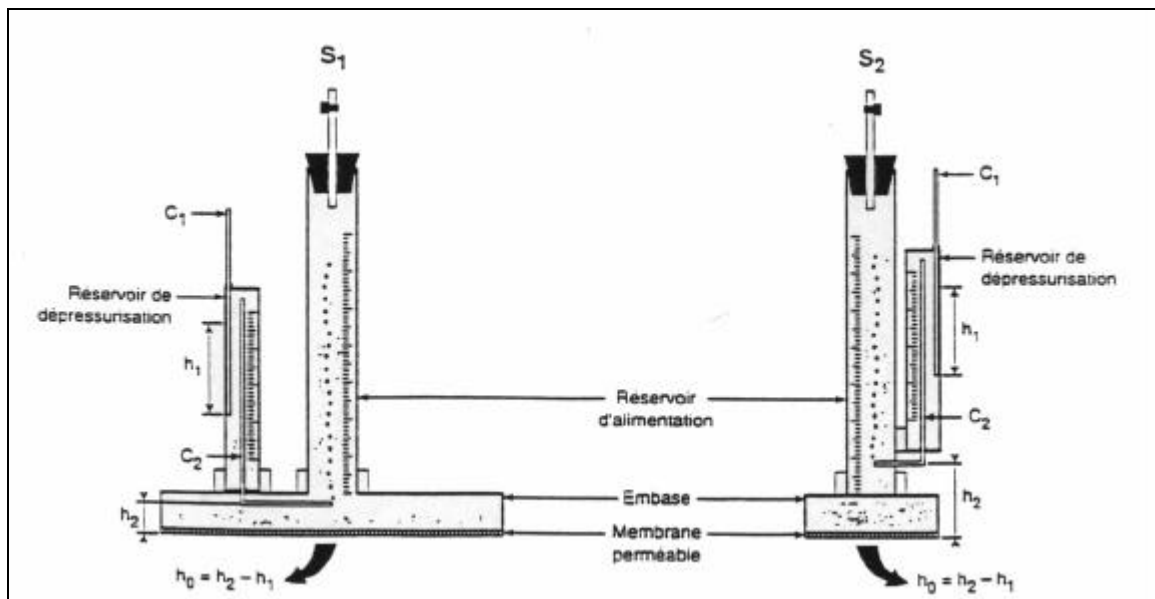


Figure 7 : TRIMS (d'après Taha, 1995)

Paige et Hillel (1993) comparent trois méthodes pour estimer les propriétés hydrauliques des sols, sur un limon sableux fin, et un limon argileux :

- la méthode du profil instantané, où l'on mesure de façon synchrone la pression dans le sol à différentes profondeurs, et la teneur en eau (par l'intermédiaire d'une sonde à neutrons ici), au cours d'un ressuyage du sol à partir de la saturation. On passe à la conductivité hydraulique par l'équation de Richards
- le perméamètre de Guelph,
- des mesures en laboratoire, sur échantillons non perturbés, de courbe de rétention en eau et de conductivité à saturation. La conductivité hydraulique non saturée est ensuite estimée par la relation de Van Genuchten et Mualem (Voir dernier paragraphe).

L'étude conclut à une bonne adéquation des courbes de rétention déterminées par la méthode du profil instantané et les mesures en laboratoire, sur les gammes de pression que ces courbes ont en commun. De même, l'adéquation des conductivités estimées par les deux méthodes est satisfaisante. Par contre, les conductivités à saturation mesurées par le perméamètre de Guelph sont d'un à trois ordres de grandeur inférieures à celles déterminées par les autres méthodes. A 200 cm de pression capillaire, la conductivité estimée par cette méthode est de 3 à 4 ordres de grandeur inférieures aux autres.

Les auteurs suggèrent que l'échec manifeste de cette méthode doit être dû à de l'air piégé, ou de l'anisotropie (avec une conductivité verticale dépassant la conductivité horizontale). En effet, cette méthode, comme on l'a souligné, intègre les composantes horizontales et verticale de l'écoulement, et suppose un sol isotrope.

Les auteurs prônent donc la méthode du profil instantané (préférable aux mesures au laboratoire, qui perturbent les échantillons). Celle-ci n'est toutefois pas parfaite, outre qu'elle est très lourde à mettre en œuvre. Elle suppose un écoulement vertical descendant, sans hystérésis, gouverné par l'équation de Richards : elle est donc satisfaisante quand la nappe est absente ou trop basse pour affecter l'écoulement, et quand le sol est homogène ou hétérogène à couches horizontales. Par contre, quand on a des sols en pente, ou dans toute autre situation où l'écoulement latéral ne peut être négligé, la méthode est en défaut. De surcroît, on ne peut estimer les propriétés hydrauliques du sol qu'entre la saturation et la capacité au champ : ensuite, le mouvement d'eau risque de n'être plus assez rapide pour être détecté. Enfin, cette méthode mesure un drainage du sol : elle ne peut donc rendre compte d'une possible hystérésis, ni d'une mise en charge de macropores en cas d'infiltration.

IV. Conclusions sur les mesures des caractéristiques hydrodynamiques des sols

Nous venons de décrire succinctement les méthodes les plus usitées pour déterminer les caractéristiques hydrodynamiques des sols. Insistons encore sur le fait qu'il est essentiel d'avoir à l'esprit les fondements de chaque méthode, les hypothèses et simplifications qu'elle implique, et son domaine de validité. Ces précautions sont en effet nécessaires pour une interprétation pertinente des résultats, et une éventuelle comparaison des valeurs données par des méthodes différentes.

Enfin, soulignons que les méthodes du TRIMS et du perméamètre de Guelph mesurent des conductivités non saturées (avec de surcroît un écoulement ascendant pour le TRIMS), même si on peut aller jusqu'à de très faibles succions : pour des sols contenant des macropores actifs, l'extrapolation des conductivités obtenues jusqu'à une pression nulle peut donc n'être pas suffisante pour estimer la conductivité à saturation.

V. Fonctionnelles décrivant les caractéristiques hydrodynamiques des sols

Pour décrire les caractéristiques hydrodynamiques d'un sol (c'est à dire essentiellement la courbe de rétention en eau et celle de la conductivité hydraulique en fonction de la saturation), on essaie en général de se ramener à des fonctions mathématiques paramétrables, qui permettent de réduire la description d'un sol à quelques paramètres plutôt que de devoir passer par une multitude de points de mesures.

Les fonctionnelles de ce genre sont légion ; certaines s'appuient sur les caractéristiques physiques des sols, d'autres sont purement empiriques. Notons que si les courbes de rétention en eau et les conductivités à saturation sont souvent mesurées (en laboratoire le plus souvent), les mesures de conductivités de sols non saturés sont par contre beaucoup plus rares, et que la variété des fonctions $K(\psi)$ ou $K(\theta)$ disponibles dans la littérature semble plus provenir de la fantaisie des auteurs que d'une réelle démarche d'ajustement de courbes paramétrées à des points de mesure.

Nous ne donnons que quelques unes de ces fonctions, parmi celles le plus souvent citées dans la littérature : ce critère assure de pouvoir trouver des exemples de paramètres en général utilisés pour un type de sol donné.

V.1.a. Courbes de rétention (d'après Amraoui, 1996)

Auteurs et dates	Equations	Définition des paramètres
Gardner (1958) Gardner (1970)	$\Theta = \frac{1}{1 + qy^n}$ $y = a \cdot q^{-b}$	<ul style="list-style-type: none"> • q : paramètre d'ajustement relié à la pression d'entrée d'air • n : paramètre d'ajustement relié à la pente au point d'inflexion de la courbe de rétention
Brooks et Corey (1964)	$\Theta = (y_a / y)^l$ $\Theta = \frac{q - q_r}{q_s - q_r}$	<ul style="list-style-type: none"> • θ_r : teneur en eau résiduelle • θ_s : teneur en eau à saturation • ψ_a : pression d'entrée d'air • λ : indice de distribution de la taille des pores.
Visser (1966)	$y = \frac{a(n - q)^b}{q^c}$	<ul style="list-style-type: none"> • n : porosité du matériau • b, c : paramètres d'ajustement
Van Genuchten (1980)	$\Theta = \left[\frac{1}{1 + (a \cdot y)^n} \right]^m$	<ul style="list-style-type: none"> • Θ : saturation effective, comme dans la relation de Brooks et Corey • α, n et m : paramètres du sol, liés à la hauteur de la frange capillaire pour α, et à la distribution granulométrique pour n et m^2.

² Il existe des relations liant n et m , afin de limiter le nombre de paramètres indépendants dans la relation de Van Genuchten. On distingue la relation habituellement trouvée dans la littérature : $n=1/(1-m)$, et la relation dite de Burdine (Tha, 1995) : $n=2/(1-m)$. La première découle des propriétés des courbes de distribution granulométriques.

V.1.b. Conductivité hydraulique (d'après Amraoui, 1996)

Auteurs et dates	Equations	Définition des paramètres
Gardner (1958) Gardner (1970)	$k(\mathbf{y}) = k_s \cdot \exp(\mathbf{a} \cdot \mathbf{y})$ $k(\mathbf{y}) = \frac{a}{(b + \mathbf{y}^m)}$ $k(\mathbf{y}) = \frac{k_s}{(1 + \mathbf{y} / \mathbf{y}_m)}$	<ul style="list-style-type: none"> • α est une constante qui dépend de la nature du sol ; a, b et m sont des constantes empiriques • ψ_m est la succion matricielle pour laquelle $k = 0.5 \cdot k_s$
Brooks et Corey (1966)	$k(\mathbf{y}) = k_s \left(\frac{\mathbf{y}_a}{\mathbf{y}} \right)^m \quad \mathbf{y} \leq \mathbf{y}_a$ $k(\mathbf{y}) = k_s \quad \mathbf{y} \geq \mathbf{y}_a$	<ul style="list-style-type: none"> • m est une constante caractéristique du sol • ψ_a est la pression d'entrée d'air
Van Genuchten et Mualem (1980)	$k(\mathbf{q}) = k_s \cdot \sqrt{\Theta} \left[1 - \left(1 - \Theta^{1/m} \right)^m \right]^2$	<ul style="list-style-type: none"> • Où Θ, n et m ont la même signification que dans la relation $\Theta(\psi)$ de Van Genuchten donnée plus haut. • La relation donnée ici s'appuie sur $n = 1/(1-m)$
Campbell et Brooks et Corey. (1966)	$k(\mathbf{q}) = k_s \left(\frac{\mathbf{q}}{\mathbf{q}_s} \right)^b$	<ul style="list-style-type: none"> • β est un paramètre d'ajustement qui, quand cette relation est utilisée avec la courbe de Van Genuchten pour la rétention, est pris égal à $\beta = (1-m)/m + 3$.

Citons également la relation de Broadbridge et White (1988), qui permet une solution analytique de l'équation de Richards dans quelques cas simples, et que conseille la notice de la résolution numérique de Topog (Voir Partie III).

Les quelques fonctions présentées dans les tableaux précédents illustrent la diversité des choix possibles pour formaliser l'évolution des caractéristiques hydrodynamiques d'un sol en fonction du degré de saturation (ou en fonction de la pression capillaire, cela revient au même si l'on suppose que la relation θ - ψ ne présente pas d'hystérésis). Les fonctions décrivant la rétention en eau d'un sol sont parfois basées sur des observations, ou sur une théorie issue du lien qui existe entre la granulométrie et la capacité de rétention d'un sol. Par contre, il nous semble que les fonctions décrivant la variation de la conductivité hydraulique ont une origine beaucoup plus arbitraire, car les mesures de conductivité sous succion sont rares (Grésillon, communication personnelle).

Nous verrons que nous serons amenés à utiliser plus particulièrement les relations de Van Genuchten (à la fois pour la conductivité hydraulique et pour la courbe de rétention), et de Brooks et Corey (pour la conductivité hydraulique, en fonction de la saturation). Nous détaillons donc la signification physique en général attribuée aux paramètres que ces relations impliquent.

- Le paramètre α de la relation de Van Genuchten et Mualem est relié à la distribution de taille de pores, et plus particulièrement à l'épaisseur de la frange capillaire. Plus α est petit pour un milieu poreux, plus la frange capillaire est élevée (en fait égale à l'inverse de α).
- Quand n diminue, toujours dans cette relation, l'amplitude de la fonction de densité de largeur de pores croît. Quand n décroît, l'abondance relative des pores plus petits (par rapport à la largeur de pores moyenne) augmente ; or ces petits pores sont difficiles à drainer, et peuvent constituer un obstacle aux écoulements - au dessous de 1 μm , estiment Wise et al. (1994) -.
- Le β de Brooks et Corey est égal, suivant ces auteurs (Brooks et Corey, 1957) à $\beta = 2/\lambda + 2 + p$. p est un facteur de tortuosité positif compris entre 0 et 4/3 suivant les auteurs, et λ un

paramètre propre au sol étudié. p est un paramètre extrêmement variable, qui dépend fortement de la texture du sol considéré. On le prend en général égal à $p = 1$, et $\lambda = mn$ (avec $n = 1/(1-m)$), d'où la relation qui figure dans la tableau : $\beta = (1-m)/m + 3$. Plus β est élevé, plus la conductivité décroît vite quand on s'éloigne de la saturation.

Etant censés avoir une signification physique, ces paramètres doivent répondre à certaines contraintes quant aux relations qui les lient. Nous aurons toutefois amplement l'occasion d'y revenir au moment de la modélisation du comportement hydrique des sols (Partie IV, Chapitre 2).

Conclusion

Insistons sur le fait que l'essentiel des définitions et équations présentées dans ce paragraphe n'ont de sens que par rapport à un Volume Élémentaire Représentatif (ou, si l'on passe par une fonction aléatoire dont on considère que le milieu poreux étudié est une représentation, quand les hypothèses d'ergodicité et de stationnarité de la fonction sont vérifiées, ce qui revient au même). Ces équations et définitions ne correspondent donc pas toujours à une réalité physique, ou bien alors à une échelle telle qu'elle ne permet pas la compréhension du fonctionnement hydrologique d'un sol, la variabilité devenant trop importante quand on passe à un volume plus grand, où la macroporosité notamment peut intervenir.

Comme nous l'avons déjà remarqué, il existe de nombreuses méthodes pour estimer les caractéristiques hydrodynamiques d'un horizon pédologique. Quoique chacune ait ses avantages et ses inconvénients, ses plages de validité, il nous semblerait souhaitable de tendre vers une certaine normalisation des protocoles employés, afin de faciliter la comparaison des résultats, et de constituer des banques de caractéristiques hydrodynamiques de sols cohérentes.

Annexe 2 : PRINCIPALES COMPOSANTES DE L'ÉCOULEMENT

Introduction

Cette annexe présente succinctement les principales composantes de l'écoulement sur un bassin versant, telles que perçues à cette échelle. Les phénomènes impliqués dans les écoulements rapides sont étudiés de façon plus détaillée dans le troisième chapitre de l'étude bibliographique, où l'on revient également sur les difficultés qu'entraîne la variabilité spatiale pour la modélisation de ces phénomènes, ainsi que celles qui sont liées au nécessaire changement d'échelle entre la gamme de surface habituelle pour l'étude des processus, et l'entité opérationnelle que constitue un bassin versant. L'annexe 1 rappelle quelques connaissances de base sur le sol et l'eau dans le sol, qui sont supposées acquises ici.

Le bassin versant (surface drainée par un cours d'eau, en amont d'un point définissant son exutoire) est l'unité fonctionnelle fondamentale pour l'étude du cycle de l'eau et des flux couplés (Ambroise, 1991). Il représente l'unité hydrologique de base pour la gestion, l'aménagement et la protection des ressources en eau. De plus, il s'agit d'un concept intégrateur car il peut s'appliquer à différentes échelles spatiales et à divers types de terrains. L'échelle des petits bassins versants ruraux (quelques dizaines d'hectares à quelques km²) est particulièrement intéressante car il s'y forme l'essentiel de la ressource, et c'est la plus petite échelle où se manifeste l'ensemble des processus pouvant conduire à un écoulement.

L'étude des versants qui les constituent permet également une première approche de leur fonctionnement, en ce qu'elle présente une première intégration des phénomènes depuis la ligne de crête jusqu'au réseau hydrographique. Elle est toutefois compliquée par la difficulté de déterminer les conditions aux limites gouvernant ces systèmes.

⇒ Nous nous ramènerons donc à l'échelle du versant ou du bassin versant, dans la mesure du possible, pour la présentation des processus qui suit.

Il s'agit d'une première approche, les phénomènes cités suffisant en général pour expliquer la réponse d'un bassin versant en termes de débit. On verra toutefois qu'il n'en va pas de même pour la qualité de l'eau.

Les équations usuellement utilisées pour représenter les phénomènes, quand elles apparaissent, ne sont citées qu'à titre indicatif, pour éclairer le lecteur. Nous verrons en effet dans le corps du mémoire, qu'elles ne sont le plus souvent valides qu'à faible échelle, et que les processus étudiés appellent d'autres représentations quand on passe à une échelle supérieure.

Formation de l'écoulement

L'écoulement dans les cours d'eau est formé par les écoulements surfacique et subsurfacique.

★ L'écoulement surfacique, ou ruissellement, peut être généré de trois façons :

- par refus d'infiltration : la pluie dépasse la capacité d'infiltration du sol et l'excédent ruisselle pour contribuer à l'écoulement rapide de crue (c'est le classique ruissellement hortonien).

- par saturation de la surface : le sol est saturé jusqu'à la surface et la pluie tombant sur ces surfaces ne peut que ruisseler ou libérer un volume équivalent par effet piston (c'est à dire en déplaçant de l'eau devant elle). Ce type de ruissellement avait déjà été considéré par Horton mais a ensuite été artificiellement distingué - ou ignoré - par ses descendants.
- par exfiltration de l'eau aux endroits où la nappe affleure.

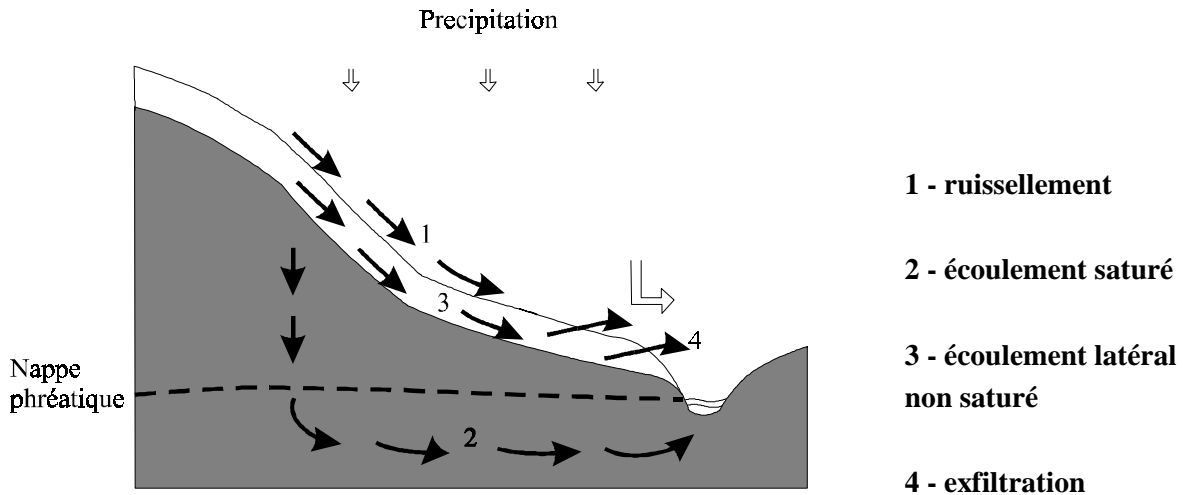


Figure 1 : Chemins d'écoulement sur un versant (d'après Dunne, 1978)

★ L'écoulement subsurface est dû à l'eau infiltrée, qui percole verticalement jusqu'à la nappe à travers la zone non saturée pour contribuer au débit de base. Il peut aussi y avoir écoulement subsurface latéral dans la zone non saturée. Par exemple, si le tenseur des conductivités hydrauliques est très anisotrope, s'il y a des couches de conductivités très différentes ou si les pentes sont très fortes.

Débits produits par un versant en fonction du quotient K_1/K_2 (K_1 et K_2 sont les conductivités hydrauliques de l' horizon de surface et de l'horizon sous jacent) et du quotient de l'intensité pluvieuse I à K_2 . Les lignes continues indiquent le volume total de l'écoulement subsurface et les pointillés les volumes totaux de ruissellement par excès d'infiltration.

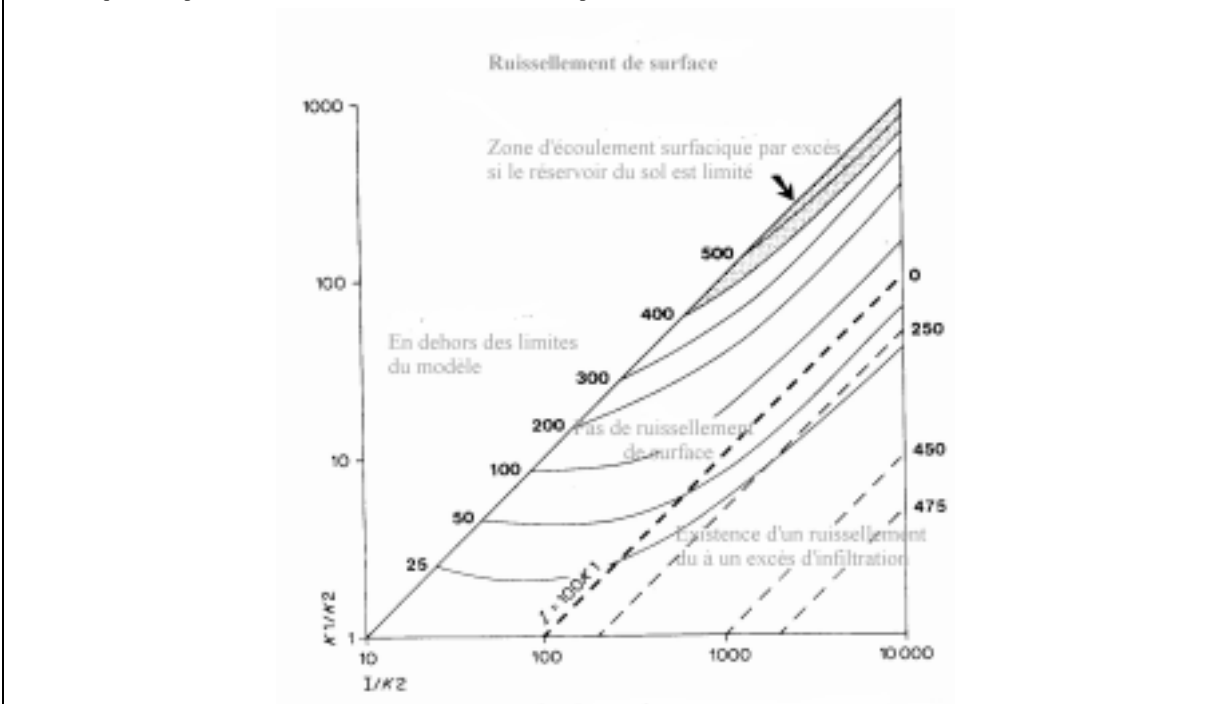


Figure 2 : Répartition des écoulements de surface et de subsurface sur un versant, en fonction des caractéristiques de sol (d'après Anderson et Burt, 1990)

I. Processus dominants

Pour un événement hydrologique donné, les processus dominants dépendent des conditions initiales d'humidité, de la chronologie de la pluie, de la morphologie et de la surface du bassin.

En général, l'écoulement subsurface ne contribue pas au pic de crue car il est trop lent. Pourtant, les bassins dont les sols sont minces ou dont les pentes sont fortes, les bas de pentes convergents, sont facilement saturés et peuvent donner lieu à une intumescence rapide de la nappe superficielle : dans les zones où la nappe est peu profonde, un faible apport d'eau à la frange capillaire suffit à la convertir en eau libre et à élever le niveau de la nappe ; l'onde de perturbation est alors transmise à l'aval à une vitesse supérieure à celle de l'eau. De même, les macropores (Anderson et Burt, 1990) constituent des chemins préférentiels d'écoulement dont on commence à réaliser l'importance, tant pour leur contribution au pic de l'hydrogramme que pour leur apport d'eau "jeune" éventuellement polluée.

L'extension des zones saturées contribuant à l'écoulement surfacique est un paramètre clé pour la compréhension du fonctionnement hydrologique des petits bassins tempérés, et un nombre croissant de modèles s'appuient sur ce concept (Cf. le Tapes-C de Moore et al., 1986 ou le Top Model de Beven, 1984). Ceci motive les recherches sur la dynamique de la zone de proche subsurface, qui n'était jusque là souvent considérée que comme un réservoir alimentant la nappe phréatique.

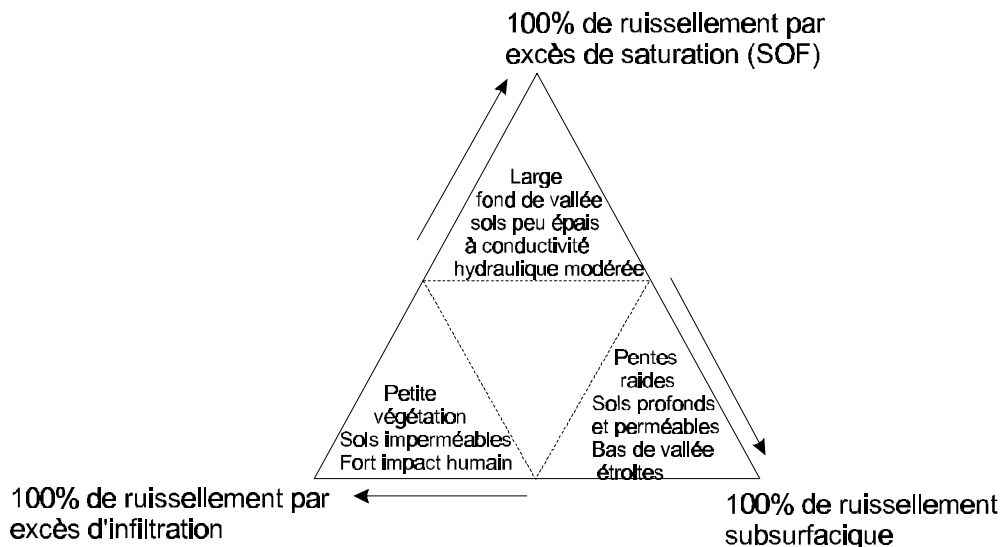


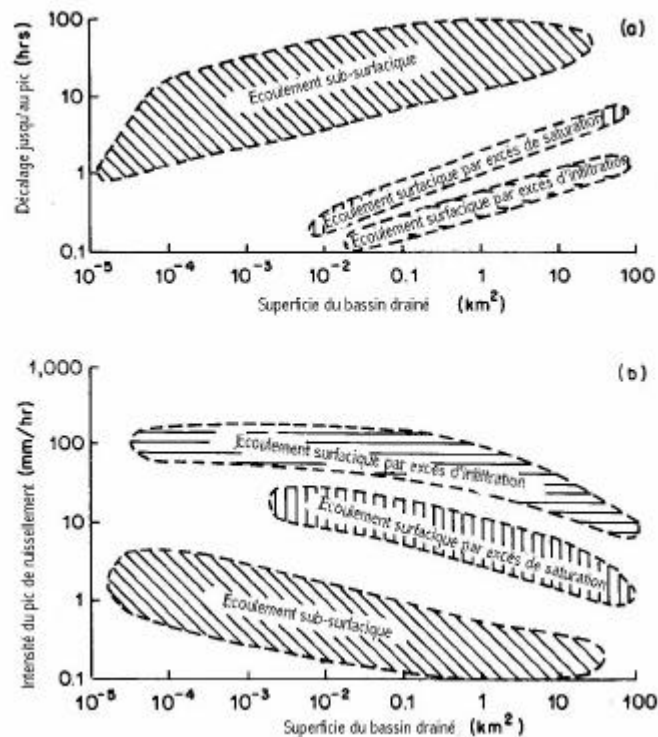
Figure 3 : Ecoulement dominant sur un bassin en fonction des caractéristiques des sols et de sa morphologie (d'après Anderson et Burt, 1990).

Effets d'échelle

Les processus dominants varient également avec l'échelle considérée (Beven, 1991). La réponse d'un bassin d'ordre zéro est surtout contrôlée par les processus d'hydrologie de versant (écoulement subsurface et ses effets sur le ruissellement) ; la position du réseau hydrographique varie dans le temps, tant au niveau de la position des sources dans le talweg que de la localisation des ruisselets.

Si on accroît la surface considérée, le transfert dans le réseau hydrographique pérenne commence à influencer l'hydrogramme, et ce sont les échelles de temps relatives du versant et du réseau hydrographique qui déterminent la forme de l'hydrogramme. Quand on augmente encore la surface d'observation, la pente moyenne décroît et les versants contribuant latéralement au réseau hydrographique occupent une plus grande partie du bassin ; leur forme n'est pas celle des versants de tête (on a vu l'importance des bas de pente convergents sur l'extension des zones saturées, contrôlant la répartition écoulement surfacique / écoulement subsurface) et influe donc sur les processus dominants. Le transfert dans le réseau hydrographique devient finalement le phénomène dominant, ce qui conduit à une réponse plus "lissée" aux précipitations et une atténuation du pic de crue.

La figure suivante donne des ordres de grandeur des délais entre le pic du hétérogramme et celui de l'hydrogramme, ainsi que les débits maximaux, suivant la surface du bassin et le processus d'écoulement dominant.



(a) Délais, (b) débits

Figure 4 : Réponse des bassins aux processus d'écoulement sur les versants, pour des bassins du Nord Ouest européen (d'après Anderson et Burt, 1990)

En général, les réponses les plus importantes et les plus rapides sont générées par le ruissellement mais, là où les surfaces contributives au ruissellement sont très limitées, l'écoulement subsurface peut quand même dominer la réponse. Il peut causer une contribution rapide à l'écoulement, conduisant à des montées au pic de l'hydrogramme de seulement une ou deux heures après le début de la précipitation. Un deuxième pic est quelquefois observé sur certains bassins, quelques heures, ou même quelques jours, après l'événement pluvieux. Ainsi, les délais au pic couvrent un large intervalle, pour une surface donnée.

Globalement, les facteurs qui interviennent pour déterminer la réponse d'un bassin versant sont :

- les conditions aux limites, c'est à dire les échanges avec l'atmosphère : précipitations, fonte des neiges, interception par les plantes, évapotranspiration,
- les conditions initiales : il s'agit de l'état hydrique et hydrologique du bassin, contrôlé par les durées, intensités et fréquences des périodes sèches et pluvieuses précédentes,
- la variabilité spatio-temporelle des paramètres : propriétés hydrodynamiques de sols, et de la végétation, organisation spatiale du bassin,
- caractéristiques géométriques, topographie et morphométrie.

II. Représentation de l'écoulement surfacique

Pour ramener le problème à un écoulement monodimensionnel, on considère le plus souvent que le ruissellement suit la ligne de plus grande pente. On obtient alors les équations de Saint Venant qui s'écrivent:

$$\omega \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = I$$

$$Q = Q_n \sqrt{1 - \frac{1}{S_0} \left(\frac{\partial h}{\partial x} + \frac{u}{g} \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{1}{g} \frac{\partial u}{\partial t} + \frac{uI}{gh} \right)}$$

où ω est la largeur de l'écoulement, h le tirant d'eau, Q le débit, I l'entrée latérale par unité de longueur de filet de courant (essentiellement pluie-infiltration), u la vitesse, S_0 la pente du sol et Q_n le débit correspondant au régime uniforme (Moore et Foster, 1990).

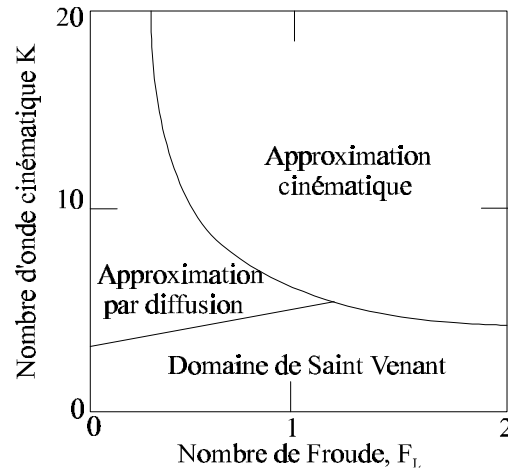


Figure 5 : Validité des approximations de l'équation de Saint-Venant (d'après Moore et Foster, 1990)

L'approximation de l'onde diffusante suppose que les termes d'inertie (sont négligeables par rapport aux termes de pression, de rugosité et de gravité $\Rightarrow Q = Q_n \sqrt{1 - \frac{1}{S_0} \left(\frac{\partial h}{\partial x} \right)}$

L'approximation de l'onde cinématique suppose de plus que le terme de pression est négligeable. Ces termes peuvent effectivement être négligés pour la plupart des problèmes d'écoulement surfacique, quand il n'y a pas d'effet de retour. $\Rightarrow Q = Q_n$

L'onde cinématique est l'équation la plus utilisée pour traiter de l'écoulement surfacique. Elle représente une bonne approximation de la réalité si le nombre d'écoulement cinématique $k = S_0 L / F_L^2 h_L$ est supérieur à 10 et $S_0 L / h_L > 5$, où L est la longueur de la pente et F_L le nombre de Froude en bas de pente pour un écoulement normal ($u_L / \sqrt{gh_L}$). u_L est la vitesse au bas de la pente, et h_L le tirant d'eau au même niveau. Elle est également applicable pour un écoulement surfacique où les entrées latérales représentent une part importante du débit total, mais n'est pas adaptée pour le transfert dans le réseau hydrographique (Moore et Foster, 1990).

Cette approche revient à considérer que la pente de la perte de charge est égale à la pente topographique. La turbulence de l'écoulement varie au cours de l'événement hydrologique : l'écoulement est laminaire au début, turbulent pendant la montée de l'hydrogramme puis redevient laminaire au cours de la récession.

Le tirant d'eau n'est en général pas uniforme : la force de cisaillement produit une érosion différentielle et des taux de dépôt de sédiments non uniformes : des endroits s'érodent alors que d'autres se comblent ; cela conduit à un écoulement concentré. On distingue l'écoulement en rigoles (rills) et l'écoulement en ravines éphémères plus larges (ephemeral gullies). Il est très difficile de modéliser la fréquence et la localisation de ces écoulements concentrés (Souchère, 1995 ; Ludwig, 1992). Le plus souvent, on ne distingue donc pas écoulement en lame et écoulement concentré. Cela conduit à des vitesses calculées inférieures aux vraies valeurs, et les paramètres obtenus par calage peuvent être très différents de ceux mesurés au laboratoire.

En général, on ne tient pas compte de l'influence que l'écoulement de surface peut avoir sur l'infiltration. L'erreur commise est inférieure à 10%, ce qui est faible, compte tenu des incertitudes sur les coefficients

de rugosité et de turbulence. Toutefois, il semble que ne pas tenir compte d'une réinfiltration en bas de pente puisse conduire à des erreurs notables, surtout quand on traite du transport de polluants ou des phases de récession (Moore et Foster, 1990).

Facteurs influençant l'écoulement de surface

Dans les régions arides, le ruissellement hortonien est le mode d'écoulement dominant ; par contre dans les régions tempérées, la répartition entre les différentes composantes dépend de la topographie :

- plus la pente est forte, plus le pourcentage du débit passant en ruissellement est important, à conditions initiales en humidité égales. Ceci est toutefois compensé par un drainage des sols plus rapide, et la quantité de pluie reçue par unité de surface de sol décroît alors.
- la longueur de la pente influe sur la formation de rigole et le croûtage.
- la convexité de la pente joue beaucoup. La forme de la pente influe sur celle de la montée de l'hydrogramme.
- l'exposition de la pente est un facteur important puisque la direction et l'intensité du vent jouent sur l'intensité des précipitations atteignant le sol.

III. Représentation de l'écoulement subsurfacique

On rappelle l'équation de Richards, présentée dans l'annexe 1, et classiquement utilisée pour représenter l'écoulement tridimensionnel dans un milieu poreux de saturation variable, où l'eau et le sol sont considérés comme incompressibles.

On définit la capacité spécifique d'humidité $C(\psi)$ par : $C(\mathbf{y}) = \frac{\partial \Theta}{\partial \psi}$, Θ étant l'humidité du sol. Si l'on suppose de plus cette relation uni-modale $\Theta-\psi$ et que l'on néglige les phénomènes d'hystérésis, l'équation de Richards s'écrit :

$$\frac{\partial \Theta(\mathbf{y})}{\partial t} = \text{div} \left(K[\Theta(\mathbf{y})] \bar{\nabla} \Phi \right) \quad \text{où } \Phi \text{ le potentiel hydraulique } (\Phi = z + \psi).$$

Suivant l'usage que l'on veut en faire, on intègre cette équation sur une section en travers (pour l'analyse en travers des versants sur l'ensemble [zone saturée / zone non saturée] ou sur la hauteur de l'eau, ce qui conduit à l'équation de Boussineq, utilisée pour un écoulement saturé quasi-horizontale. Notons que dans beaucoup de cas, l'approche purement bidimensionnelle ne suffit pas, quand il y a interaction entre l'eau de surface et l'eau souterraine.

Rappelons que cette équation vaut pour un écoulement dans un milieu à porosité unique, où le concept de Volume Élémentaire Représentatif s'applique. Elle ne permet pas de tenir compte des macropores, qui peuvent être importants dans les sols argileux fissurés ou dans les sols où les trous racinaires ou autres biopores existent en abondance, et qui peuvent court-circuiter le passage dans la matrice et induire une rapide élévation du niveau de la nappe.

Annexe 3 : DÉTAILS DE LA SOLUTION NUMÉRIQUE DE L'ÉQUATION DE RICHARDS DANS TOPOG-YIELD.

Equation de Richards : formes fondamentales

L'équation de Richards est la base communément acceptée pour les études détaillées du mouvement de l'eau dans le sol. Ce chapitre décrit brièvement quelques formes fondamentales de l'équation de Richards.

La conservation de la masse est exprimée par l'équation de continuité :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \frac{\partial q}{\partial z} \quad (1.1)$$

où θ est l'humidité volumique, q le flux et z la profondeur sous la surface du sol. Le flux est proportionnel au gradient hydraulique, et défini par la loi de Darcy :

$$q = -K \frac{\partial \psi}{\partial z} = K \left(1 - \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) \quad (1.2)$$

où K est la conductivité hydraulique, ϕ le potentiel hydraulique ($\psi - z$) et ψ le potentiel de pression.

I. Forme mixte de l'équation de Richards

Richards (1931) combina l'équation de conservation de la masse et la loi de Darcy pour définir une « forme mixte » :

$$\frac{\partial q}{\partial t} = - \frac{\partial}{\partial z} \left(K \left(1 - \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) \right) \quad (1.3)$$

Cette forme dérive directement de l'application de l'équation de conservation de la masse dans la loi de Darcy, et assure donc la conservation de la masse dans les solutions numériques. Quoiqu'il en soit, parce que l'équation (1.3) a deux variables indépendantes, elle ne se prête guère à des solutions numériques stables.

II. Equation de Richards en potentiel

En développant $\partial \theta / \partial t$ selon $\left(\frac{\partial q}{\partial y} \right) \cdot \left(\frac{\partial y}{\partial t} \right) = C \cdot \frac{\partial y}{\partial t}$, où C est la capacité en humidité ($C(y) = \frac{\partial \theta}{\partial y}$), on obtient :

$$C \frac{\partial y}{\partial t} = - \frac{\partial}{\partial z} \left(K \left(1 - \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) \right) \quad (1.4)$$

Cette approche fut jugée préférable pour traiter des sols susceptibles d'être saturés (Philip (1958), Haverkamp et al. (1977)). La capacité en eau C peut être une variable spatiale comme une dérivée partielle par rapport au temps. Il est bon de noter que pour une solution de Newton-Raphson, la dérivée $\frac{\partial C}{\partial \psi} = \frac{\partial^2 q}{\partial \psi^2}$ présente un handicap informatique pour obtenir un bilan de masse correct et implique plus de restrictions sur la fonction $\psi(\theta)$

III. Forme de Fokker-Plank de l'équation de Richards

Une autre forme de la formulation « mixte » n'impliquant qu'une variable dépendante est :

$$\frac{\partial q}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} (D(q) \frac{\partial q}{\partial z}) - \frac{\partial K}{\partial z} \cdot \frac{\partial q}{\partial z}$$
 où D est la diffusivité. Cette équation est linéaire en temps, et a une non linéarité réduite en espace ; elle a été largement utilisée pour les sols non saturés.

IV. Transformation de Kirchoff de l'équation de Richards

Afin de linéariser la composante de succion (ou capillaire X) de la dérivée en espace et les non-linéarités spatiales et temporelles, on applique :

$$U = \int_{-\infty}^{\psi} K \cdot d\psi = \int_0^q D \cdot dq$$
 de sorte que la forme mixte de l'équation de Richards devient :

$$\frac{\partial q}{\partial t} = - \frac{\partial}{\partial z} \left(K - \frac{\partial U}{\partial z} \right)$$

Redinger et al. (1984) et Campbell (1985) n'appliquèrent cette forme qu'avec un succès relatif. Ross (1990) montra que cette expression convenait pour des sols saturés et, avec Bristow (1991), étendit cette analyse pour considérer les sols à couches. Dans les deux cas, l'erreur de bilan de masse était réduite aux erreurs d'arrondis. Topog-Yield adopte cette forme de l'équation de Richards, car elle se prête à une solution par l'approche de Newton-Raphson. Ceci est décrit en détail plus bas.

Le schéma de résolution numérique

Ce paragraphe décrit la formulation aux différences finies qu'adopte Topog-Yield pour l'équation de conservation de la masse et introduit la transformation de Kirchoff pour résoudre l'équation de Richards.

Le modèle des propriétés hydrodynamiques du sol de Broadbridge et White (1987, 1988) améliore la stabilité numérique du modèle grâce aux fonctions continues et monotones de $\theta(\psi)$ et de $K(\psi)$ qu'il implique. La méthode choisie pour décrire les sols à couche et toutes les conditions aux limites et hypothèses sont détaillées.

Si on utilise une grille spatio-temporelle (z_i, t_j) et en notant θ_i^j l'approximation de θ au temps $t = j\Delta t$, on peut approcher l'équation de conservation de la masse en utilisant un schéma de Crank-Nicholson. Cette méthode implicite a une précision d'ordre deux en temps et en espace, est stable, et est à peine plus compliquée à utiliser que les méthodes implicites simples.

L'équation (1-1) devient :

$$\frac{q_i^{j+1} - q_i^j}{\Delta t} = \frac{1}{2\Delta z} \left[a(q_{i+1}^j - q_{i-1}^j) + (1-a)(q_{i+1}^{j+1} - q_{i-1}^{j+1}) \right]$$

En réduisant le pas d'espace de moitié et en réorganisant les termes, on obtient :

$$(\mathbf{q}_i^{j+1} - \mathbf{q}_i^j) \frac{\Delta z}{\Delta t} = \mathbf{a}(q_{i+1/2}^j - q_{i-1/2}^j) + (1 - \mathbf{a})(q_{i+1/2}^{j+1} - q_{i-1/2}^{j+1}) \text{ ou plus simplement :}$$

$$F_i = \mathbf{a}(q_{i+1/2}^j - q_{i-1/2}^j) + (1 - \mathbf{a})(q_{i+1/2}^{j+1} - q_{i-1/2}^{j+1}) + e_i \text{ où}$$

$$e_i = (\mathbf{q}_i^{j+1} - \mathbf{q}_i^j) \frac{\Delta z}{\Delta t}$$

$$q_{i+1/2}^j = K_{i+1/2}^j - \frac{U_{i+1} - U_i}{\Delta z}$$

$$\Delta z = (z_{i+1/2} - z_{i-1/2}) = 1/2 \cdot (z_{i+1} - z_{i-1})$$

On adopte la transformation de Kirchoff de la forme mixte de l'équation de Richards :

$$q = K - \frac{\mathcal{I}U}{\mathcal{I}z}$$

Cette forme de l'équation de Richards est bien adaptée à une approche de Newton-Raphson où la variable est ψ et $F(\psi)$ est continûment différentiable. Ceci est clair quand on considère la dérivée de l'équation précédente en fonction de ψ :

$$\begin{aligned} \frac{\mathcal{I}q}{\mathcal{I}y} &= \frac{\mathcal{I}}{\mathcal{I}y} \left(K - \frac{\mathcal{I}U}{\mathcal{I}z} \right) = \frac{\mathcal{I}}{\mathcal{I}y} K - \frac{\mathcal{I}}{\mathcal{I}y} \frac{\mathcal{I}}{\mathcal{I}z} y \int_{-\infty} K \cdot dy \\ &= \frac{\mathcal{I}}{\mathcal{I}y} K - \frac{\mathcal{I}}{\mathcal{I}z} K \end{aligned}$$

Des expressions légèrement différentes doivent être adoptées pour le noeud de surface ($i = 0$) et le noeud de la base du profil ($i = n$).

Le schéma de résolution de Topog-Yield adopte une approche de Newton-Raphson afin d'atteindre la convergence. Il est reconnu que cette approche converge en général au voisinage de la solution mais, si la solution initiale en est trop éloignée, une divergence peut advenir.

Si on suppose que ψ est la variable primitive,

$$\mathbf{y}_i^{n+1} = \mathbf{y}_i^n - \frac{f(\mathbf{y}_i^n)}{f'(\mathbf{y}_i^n)} \text{ où } f(\psi) \text{ est continûment différentiable et représente le } F(\psi) \text{ précédent.}$$

Les trois dérivées non nulles de la ligne i de la matrice de rigidité sont données par :

$$\begin{aligned} \frac{\mathcal{I}F_i}{\mathcal{I}y_{i-1}^{j+1}} &= \frac{\mathcal{I}}{\mathcal{I}y_{i-1}^{j+1}} (-\mathbf{a} \cdot q_{i-1/2}^{j+1}) \\ \frac{\mathcal{I}F_i}{\mathcal{I}y_i^{j+1}} &= \frac{\mathcal{I}}{\mathcal{I}y_i^{j+1}} (\mathbf{a} \cdot q_{i+1/2}^{j+1} - \mathbf{a} q_{i-1/2}^{j+1} + e_i) \quad (\text{dans le modèle Topog existant, } \alpha = 1) \\ \frac{\mathcal{I}F_i}{\mathcal{I}y_{i+1}^{j+1}} &= \frac{\mathcal{I}}{\mathcal{I}y_{i+1}^{j+1}} (\mathbf{a} \cdot q_{i+1/2}^{j+1}) \end{aligned}$$

On approche les dérivées des points intermédiaires par une moyenne géométrique (et non une moyenne arithmétique qui compromet la stabilité).

$$K_{i-1/2} = \sqrt{K_{i-1} \cdot K_i}$$

$$\frac{\mathcal{F}K_{i-1/2}}{\mathcal{F}y_{i-1}} = \frac{1}{2} \cdot \sqrt{\frac{K_i}{K_{i-1}}} \cdot \frac{\mathcal{F}K_{i-1}}{\mathcal{F}y_{i-1}}$$

$$\frac{\mathcal{F}K_{i-1/2}}{\mathcal{F}y_i} = \frac{1}{2} \cdot \sqrt{\frac{K_{i-1}}{K_i}} \cdot \frac{\mathcal{F}K_i}{\mathcal{F}y_i}$$

$$\frac{\mathcal{F}K_{i-1/2}}{\mathcal{F}y_{i+1}} = 0$$

On tire de ces relations et d'expressions similaires :

$$\frac{\mathcal{F}F_i}{\mathcal{F}y_{i-1}^{j+1}} = -\mathbf{a} \left(\frac{1}{2} \cdot \sqrt{\frac{K_i^{j+1}}{K_{i-1}^{j+1}}} \cdot \frac{\mathcal{F}K_{i-1}^{j+1}}{\mathcal{F}y_{i-1}^{j+1}} + \frac{K_{i-1}^{j+1}}{\Delta z} \right)$$

$$\frac{\mathcal{F}F_i}{\mathcal{F}y_i^{j+1}} = \mathbf{a} \left(\frac{1}{2} \cdot \sqrt{\frac{K_{i+1}^{j+1}}{K_i^{j+1}}} \cdot \frac{\mathcal{F}K_i^{j+1}}{\mathcal{F}y_i^{j+1}} + \frac{K_i^{j+1}}{\Delta z} \right) - \mathbf{a} \left(\frac{1}{2} \cdot \sqrt{\frac{K_{i-1}^{j+1}}{K_i^{j+1}}} \cdot \frac{\mathcal{F}K_{i-1}^{j+1}}{\mathcal{F}y_i^{j+1}} + \frac{K_i^{j+1}}{\Delta z} \right) + \frac{\Delta z}{\Delta t} \left(\frac{\mathcal{F}q_i^{j+1}}{\mathcal{F}y_i^{j+1}} \right)$$

$$\frac{\mathcal{F}F_i}{\mathcal{F}y_{i+1}^{j+1}} = \mathbf{a} \left(\frac{1}{2} \cdot \sqrt{\frac{K_{i+1}^{j+1}}{K_{i+1}^{j+1}}} \cdot \frac{\mathcal{F}K_{i+1}^{j+1}}{\mathcal{F}y_{i+1}^{j+1}} - \frac{K_{i+1}^{j+1}}{\Delta z} \right)$$

I. Conditions aux limites

Les trois conditions aux limites principales pour les noeuds de surface et de base sont :

- Potentiel imposé pour le noeud de surface
- Flux imposé pour le noeud de surface
- Flux imposé pour le noeud de base du profil de sol.

I.1. Potentiel imposé ψ_0 à la limite supérieure

$\psi_0 = \text{connu}$

$F_0 = 0$ comme ψ_0 est connu

$$F_1 = \mathbf{a}(q_{1+1/2}^j - q_{1/2}^j) + (1 - \mathbf{a})(q_{1+1/2}^{j+1} - q_{1/2}^{j+1}) + e_1$$

I.2. Flux imposé q_0 à la limite supérieure

Cette condition est supposée si $q_0 > 0$ ou $\psi_0 < \psi_{\text{dry}}$

$$F_0 = \mathbf{a}(q_{1/2}^j - q_0^j) + (1 - \mathbf{a})(q_{1/2}^{j+1} - q_0^{j+1}) + e_0$$

I.3. Flux imposé q_m à la limite inférieure

$$F_m = \mathbf{a}(q_m^j - q_{m-1/2}^j) + (1 - \mathbf{a})(q_m^{j+1} - q_{m-1/2}^{j+1}) + e_m$$

Si on a un drainage gravitaire,

$$q_m^{j+1} = \mathbf{b} \cdot K_m^{j+1} \quad \text{c'est à dire}$$

$$\frac{\mathcal{F}F_m}{\mathcal{F}y_{m-1}^{j+1}} = \frac{\mathcal{F}F_m}{\mathcal{F}y_{m-1}^{j+1}} + \mathbf{b} \frac{\mathcal{F}K_m^{j+1}}{\mathcal{F}y_{m-1}^{j+1}}$$

II. Drainage gravitaire

Le drainage gravitaire peut être imposé soit au noeud de base (dans le cas d'un sol à une couche), soit à un noeud d'interface séparant deux couches de sol (dans le cas d'un sol hétérogène verticalement). Si on désigne par m le noeud où advient un drainage gravitaire, alors :

$$q_m = b \cdot K_m (y_m), \text{ et le terme supplémentaire } b \cdot \mathcal{K}_m / \mathcal{Y}_m$$

est ajouté à $\mathcal{F}_m / \mathcal{Y}_m$ où $b = \mathcal{Y}_m / \mathcal{Z}_z$

III. Ecoulement latéral subsurfacique

De valeurs nodales négatives de potentiel indiquent des états non saturés. Des valeurs positives indiquent des états saturés équivalents à la hauteur de la nappe. On suppose que l'écoulement latéral subsurfacique est seulement généré aux noeuds où la valeur de ψ est positive, c'est à dire seulement en conditions saturées.

Le flux subsurfacique de couplage est défini par :

$$\begin{cases} -q_c = \frac{(Q_{in} - Q_{out})}{surface} & \text{si } y > 0 \\ -q_c = 0 & \text{si } y \leq 0 \end{cases} \quad \text{où} \quad \begin{cases} Q_{in} = \text{Flux d'entrée} \\ Q_{out} = K_s \cdot w \cdot s \cdot d \quad \left(\text{en } \frac{m}{\text{jour}} \cdot m \cdot \frac{m}{m} \cdot m \right) \end{cases}$$

où K_s est la conductivité hydraulique à saturation, w la largeur de l'écoulement (définie ici comme la largeur de l'élément - c'est à dire surface/longueur de celui-ci -), s est la pente de la surface du terrain, et d est la profondeur de la nappe (ou la valeur positive maximale de ψ dans chaque colonne).

Si on suppose le flux d'entrée constant,

$$\frac{\mathcal{Y}q_c}{\mathcal{Y}_i} = \frac{K_s \cdot w \cdot s}{surface}$$

IV. Lignes source et puits (enlevé dans la version allégée)

Des lignes source ou puits peuvent traverser un contour donné. Appelant Q_l le flux de la ligne entière, chaque élément concerné est soumis à un flux q_e défini par

$$q^e = Q_l \cdot \frac{\text{largeur de l'élément}}{\text{longueur totale de la ligne}} \cdot \frac{1}{\text{surface de l'élément}} \quad \text{où la longueur totale de la ligne est la}$$

somme de la largeur de tous les éléments qu'elle traverse. Le flux q_e ci-dessus est moyenné dans une bande définie par les profondeurs de sol z_i et z_j . Les noeuds compris dans cette profondeur, s'il y en a n , sont soumis à un flux latéral $q_n^e = q^e/n$

V. Excès d'infiltration

Dans des conditions d'excès d'infiltration où le potentiel au noeud de surface devient positif, le flux d'infiltration est modifié par :

$$q_0 = \text{infiltration} - \frac{y_0}{\Delta t} \text{ d'où}$$

$$\frac{\mathcal{Y}q}{\mathcal{Y}_0} = -\frac{1}{\Delta t}$$

Cette modification est prise en compte à travers sa contribution à l'écoulement de surface

VI. Ecoulement de subsurface, de surface et dans le réseau hydrographique

Il y a trois types d'éléments dans Topog-Yield :

- N = normal : pas de contribution au réservoir de surface
- S = ruisseau : 100% du ruissellement va au réservoir de surface
- C = confluence : 100% du ruissellement et de l'écoulement subsurfacique va au réservoir de surface.

Les autres flux latéraux sont alloués aux éléments aval comme flux d'entrée.

Le débit total est défini comme la somme des écoulements subsurfaciques et surfaciques traversant les éléments du contour bas du BV.

VII. Evaporation/Evapotranspiration

Sous toutes les conditions aux limites (c'est à dire de flux et de potentiel), l'évaporation du sol Q_e et la transpiration Q_t sont définis respectivement par :

$$Q_e = q_0 \cdot \Delta t \cdot (\text{surface de l'élément})$$

$$Q_t = q_s \cdot \Delta t \cdot (\text{surface de l'élément})$$

où $q_0 = 0$ pendant les périodes pluvieuses et

$$q_s = \sum_{i=1}^{nz-1} \text{puits}$$

Ces puits représentent le volume d'eau extrait de chaque noeud dans le profil de sol. Le volume d'eau évaporé depuis le sol est limité par la radiation nette (R_n) et la conductivité hydraulique du sol, comme le décrit Gardner (1959). La transpiration (λE) est calculée par l'équation de Penman-Monteith) :

$$IE = \frac{s(R_n) + rC_p \frac{D_{vp}}{r_a}}{s + g \left(1 + \frac{r_c}{r_a}\right)}$$

où s est la pente de la courbe pression de vapeur saturante, ρ est la masse volumique de l'eau, C_p est la chaleur spécifique de l'air, D_{vp} est le déficit de pression de vapeur, r_a est la résistance aérodynamique, r_c la résistance de surface, γ est la constante psychométrique et λ est la chaleur latente de vaporisation.

Pour tenir compte de la résistance à la diffusion de la vapeur d'eau dans le profil de sol, Choudhury et Monteith (1988) supposent que l'évaporation advient en haut de la couche de sol humide, et est suivie d'une diffusion moléculaire dans les pores du sol dans la couche sèche .

Le terme de résistance du sol à la diffusion de vapeur d'eau est :

$$r_c = \frac{\tau l}{p D_v} \quad \text{où } \tau \text{ est un facteur de tortuosité, } l \text{ est la profondeur du front d'humidité, } p$$

est la porosité du sol, et D_v est le coefficient de diffusion moléculaire pour la vapeur d'eau.

Une fois le taux d'évapotranspiration calculé, l'eau est extraite du profil de sol suivant le potentiel hydraulique et la densité racinaire relative à chaque noeud. La densité racinaire (r_i) décroît exponentiellement avec la profondeur, suivant l'équation de Ritchie et al. (1986) :

$$r_i = \exp(-4z_i r_n^{-1})$$

où z_i est la profondeur du noeud i et r_n est la profondeur racinaire maximale définie comme la profondeur nominale rentrée, où la profondeur du profil de sol. La densité racinaire est nulle à la surface et à la profondeur racinaire maximale.

La règle d'extraction de l'eau d'un noeud est :

$\text{sink}_i = \min(IE \cdot q_i^* r_i / q_s^*, 0.9 \cdot \text{tres})$ où tres est l'extraction d'eau maximale, basée sur le contenu en eau du noeud adjacent, θ_i^* est le contenu en eau nodal normalisé défini par :

$$q_i^* = \frac{q_i - q_{\min}}{q_{\max} - q_{\min}} \text{ et } \theta_s^* \text{ est la somme des } \theta_i^* \text{ pour chaque noeud du profil de sol. } \theta_{\min} \text{ est le}$$

contenu volumétrique en eau pour ψ_{dry} pour le type de sol considéré, θ_{\max} est le contenu volumétrique en eau à ψ_s .

VIII. Bornes aux solutions

Pour réduire l'oscillation de la solution pendant le schéma de résolution de Newton-Raphson, des limites à la solution sont définies arbitrairement. La variable de résolution ψ est contrainte entre les limites ψ_{dry} et une limite ajustée de façon dynamique pour minimiser les oscillations.

Typiquement :

$$\text{Si } \psi < \psi_{\text{dry}} \text{ alors } \psi = \psi_{\text{dry}}$$

$$\text{Si } \psi > 1 + z \text{ alors } \psi = 1 + z$$

Quand un noeud est soumis à des gradients de pression excessifs, venant de termes sources (par exemple des flux latéraux), la limite supérieure peut s'étendre à :

$$\text{Si } \psi > 1 + 5z \text{ alors } \psi = 1 + 5z$$

(ceci est mis en commentaire dans Topog)

Quand le schéma a convergé vers une solution, les noeuds soumis à des flux excessifs, surfaciques ou subsurfaciques (débit latéral ou vers l'aquifère) peuvent supporter des valeurs de potentiels supérieures à leur pression hydrostatique. Quand cette solution a pris en compte tous les flux nodaux, de tels flux sont annulés et une nouvelle solution est cherchée, permettant la relaxation de ψ entre les limites $0 \leq \psi \leq$ profondeur du noeud.

Le seul mécanisme permis pendant cette redistribution de l'humidité du sol est la percolation.

IX. Bilan de masse

La conservation de la masse est un indicateur de la précision de la solution. Le bilan de masse est calculé par une intégration par trapèzes, de la forme :

$$M = \int_0^{z_{\max}} q \cdot dz = \sum_{s=1}^n \frac{z_{i+1} - z_i}{2} \cdot (q_{i+1} - q_i) \text{ où } s \text{ est compris entre } 1 \text{ et } n-1.$$

X. Prise en compte des sols à couches

Aux interfaces entre couches, deux exigences doivent être respectées :

- la continuité du flux q
- la continuité du potentiel ψ

Topog-Yield idéalise l'interface comme comprenant deux noeuds, l'un au dessus de l'interface (F_i^-) et l'autre au dessous (F_i^+).

$$\text{Au dessus : } F_i^- = \mathbf{a}(q_i^j - q_{i-1/2}^j) + (1 - \mathbf{a})(q_i^{j+1} - q_{i-1/2}^{j+1}) + e_i^-$$

$$\text{En dessous : } F_i^+ = \mathbf{a}(q_{i+1/2}^j - q_i^j) + (1 - \mathbf{a})(q_{i+1/2}^{j+1} - q_i^{j+1}) + e_i^+$$

$[F_i] = F_i^+ + F_i^-$ représente le saut de discontinuité du flux à l'interface et transmet les conditions initiales d'une couche à la suivante.

Annexe 4 : VALEURS SEUIL UTILISÉES DANS LE PROGRAMME DE COUPLAGE RÉSEAU ANTHROPIQUE / MAILLAGE TOPOG.

On donne ici les principales valeurs seuil que l'on a utilisées lors de la programmation du couplage du réseau anthropique et du maillage Topog. Celles-ci sont susceptibles de modifications en cas d'utilisation du modèle sur un bassin aux caractéristiques différentes de celui sur lequel il a été testé (notamment au niveau de la morphologie du bassin - superficie, pente moyenne - et de la densité des réseaux anthropique et hydrographique).

On note également la façon dont on a géré quelques cas particuliers de mailles et brins, qui ne sont pas intéressants du point de vue de la programmation, mais importants pour éviter les « effets de bord » dans l'application d'Anthropog.

Paramètres utilisés dans Coupl_Geom

seuil_saisie = 20	distance pour juger s'il y a intersections entre deux brins saisis ou pas.
Seuil_decoupe = 10	distance entre une intersection et la maille le contenant en dessous de laquelle on coupe la maille en 2 et non en 4
long = 3	distance entre deux points de recherche sur un segment de saisie
seuil_distance = 4	distance seuil entre un point du linéaire et un coin, en dessous de laquelle on remplace le point par le coin
seuil_pente = -0.002	pente en dessous de laquelle on considère qu'il y a une pente négative significative
seuil_alti = 0.05	différence d'altitude en dessous de laquelle on considère qu'il y a une différence d'altitude significative (et on scinde le brin en 2)

Paramètres utilisés dans Coupl_Topol

seuil_surf = 15	surface en dessous de laquelle on supprime une sous-maille
seuil_inter = 5	longueur servant dans ce cadre à déterminer quelle est la maille à supprimer, et quelle est la position relative de l'autre.
Seuil_fracn = 0.05	fraction au dessous de laquelle on néglige une défluence à un noeud
Seuil_frac = 0.05	seuil de fraction connectée au dessous de laquelle on néglige cette connexion.
Seuil_compl = 0.95	Seuil utilisé pour homogénéiser ou pas à 1 la somme des fractions. = 1 - seuil_frac en fait

Paramètres utilisés dans Aire_Contrib

Il n'y en a pas

Cas particuliers rencontrés dans Coupl_Topol

Au niveau des mailles basses ou des mailles mal connectées (notées dans maille_a_pb), on affecte une seule maille aval (-1) avec une fraction qui peut varier (à changer) : quelquefois 0, quelquefois 1 ...

Cas particuliers rencontrés dans Anthropog

Les connexions normales ne sont pas modifiées, elles sont donc égales à -1 pour les mailles « normales » situées sur le contour bas, ou n'ayant pas d'aval satisfaisant.

Modifications dans Aire_Contrib

Pour l'instant, quand un noeud se jette dans une maille, on inscrit le numéro de ladite maille dans kerv.noed (au lieu du premier noeud aval).

En fait, ceci n'est pas très satisfaisant : en cas d'arbre avec plusieurs racines, ou de brin qui coule situé loin de ces noeuds, on ne réinfiltré pas dans les bonnes mailles. On change donc l'écriture sur *.noed : Compte tenu du routage inexistant pour l'instant dans Anthropog, et du fait qu'on s'autorisera sans doute en cours de route à commuer des brins qui coulent en brins qui s'infiltrèrent et vice-versa, on prépare donc un fichier contenant pour chaque noeud la maille particulière qui lui correspond. C'est ce fichier qu'on utilisera dans Anthropog pour choisir les mailles où il y a réinfiltration « ponctuelle ».

⇒ Ce n'est pas cette solution que l'on a retenue : pour l'instant, on ne fait rien dans contrib, et on gère dans anthropog ce problème : après avoir lu ce qui se rapporte aux noeuds, en cas de fossés réels (et non virtuels), on passe en revue chaque noeud, et on descend l'arborescence à laquelle il est rattaché (en prenant le noeud majoritaire en cas de défluence), jusqu'à une racine. Si celle-ci est le noeud exutoire, on lui affecte -1 comme famille, sinon la maille exutoire de cette racine.

Cela paraît le plus raisonnable, et fonctionne.

Résumé :

La présence de produits phytosanitaires dans les eaux de surface à des concentrations parfois supérieures aux seuils imposés par la Communauté Européenne incite à développer des outils de modélisation permettant de juger du degré de contamination d'un bassin versant, et de proposer des solutions pertinentes.

Compte tenu de la complexité et de la forte non linéarité des phénomènes auxquels sont soumis les produits phytosanitaires, il est souhaitable de découpler l'étude de ces phénomènes de celle du transfert de l'eau, et de s'attacher dans un premier temps aux composantes rapides de l'écoulement. Pour un bassin rural et bocager comme celui sur lequel a porté le travail, cela implique de représenter explicitement le rôle du réseau anthropique de fossés, talus et routes qui sillonne le bassin, et de rendre compte des spécificités des sols labourés.

Le modèle à base physique distribué Topog, dont le maillage permet la représentation implicite des zones convergentes et divergentes, a été adapté en ce sens. L'application de modèles adaptés a permis l'acquisition d'ordres de grandeur théoriques sur le rôle des fossés dans une pente et sur les temps de transfert dans le réseau anthropique. Ces estimations ont servi de base à la représentation choisie pour le rôle des éléments du réseau anthropique sur les écoulements, et à la programmation qui a suivi.

Le modèle obtenu a été appliqué au bassin versant de Naizin (Morbihan). L'analyse de terrain a permis de caractériser le bassin et son réseau anthropique, par des critères tant topographiques que topologiques (aire drainée notamment). Il n'a toutefois pas été possible d'établir une typologie fonctionnelle des différents types d'éléments du réseau anthropique au seul vu de ces critères ; il eut fallu en effet disposer de données hydrauliques quantitatives sur le fonctionnement de ces éléments pendant les périodes pluvieuses pour pouvoir établir une telle typologie.

L'application du module hydrologique a montré la capacité du modèle à représenter une grande gamme de processus. Le calage aboutit à des hydrogrammes satisfaisants, mais ne permet pas de trancher quant aux processus dominant les écoulements sur le bassin d'application. Ceci vient pour partie du fait que les données disponibles, bien que nombreuses et variées, ne sont pas adaptées à la problématique. Plus généralement, il semble essentiel de caractériser le comportement des composants du système qu'est un bassin versant, et notamment celui des sols, à une échelle compatible avec la modélisation.

Mots clés :

- Produits phytosanitaires
- Modélisation hydrologique
- Naizin
- Réseau anthropique
- Fossés
- Sols
- Changement d'échelle
- Variabilité spatio-temporelle

Summary :

As concentrations of pesticides in fresh waters sometimes exceed values imposed by the European Community, it would be useful if modelisation tools were available, which would allow for the assessment of contamination in a catchment area, and for the development of relevant solutions.

Complex and highly non linear processes govern pesticidal behaviour in the environment. So we would rather study these processes and water movement separately, paying particular attention to the quick components of runoff. Since this work is based on a rural catchment area, with a bocage landscape, it has been necessary to look explicitly at the peculiarities of ploughed soils, as well as the anthropic network of hedges, ditches and roads which cut across the catchment area.

The physically based distributed model Topog was adapted for this purpose. The mesh it uses to describe a catchment area's topography is based upon contour lines and their orthogonal lines, such that convergent and divergent areas are implicitly represented. Appropriate models led to theoretical estimations of the influence of ditches on a slope, and of the celerity of water transfer inside the anthropic network. Based upon these estimations, the role of the different kinds of elements of the anthropic network was then modelised. The modifications required by this chosen representation were then implemented in Topog,

The resulting model was applied to the catchment area of Naizin (Morbihan). The terrain analysis made it possible to calculate topographical and topological (drained area) characteristics of the catchment area and the elements of its anthropic network. It was not possible, however, to establish a functional typology of the different kinds of elements based purely on these characteristics.

The hydrological part of the model proved to be able to represent various processes. Calibration led to correctly simulated hydrographs, but didn't allow for identification of the prevailing processes. This arised partly because the data available, although numerous and varied, was not well adapted to this purpose. It seems essential to be able to characterise the behaviour of the different components of a catchment area, especially its soils, on a scale compatible with modelisation.