

INFORMATION TO USERS

This manuscript has been reproduced from the microfilm master. UMI films the text directly from the original or copy submitted. Thus, some thesis and dissertation copies are in typewriter face, while others may be from any type of computer printer.

The quality of this reproduction is dependent upon the quality of the copy submitted. Broken or indistinct print, colored or poor quality illustrations and photographs, print bleedthrough, substandard margins, and improper alignment can adversely affect reproduction.

In the unlikely event that the author did not send UMI a complete manuscript and there are missing pages, these will be noted. Also, if unauthorized copyright material had to be removed, a note will indicate the deletion.

Oversize materials (e.g., maps, drawings, charts) are reproduced by sectioning the original, beginning at the upper left-hand corner and continuing from left to right in equal sections with small overlaps.

Photographs included in the original manuscript have been reproduced xerographically in this copy. Higher quality 6" x 9" black and white photographic prints are available for any photographs or illustrations appearing in this copy for an additional charge. Contact UMI directly to order.

**ProQuest Information and Learning
300 North Zeeb Road, Ann Arbor, MI 48106-1346 USA
800-521-0600**

UMI[®]



Université d'Ottawa • University of Ottawa

**Étude d'impact hydrologique de changements d'utilisation du sol
sur le bassin de la rivière Raisin par simulations historiques
avec le modèle à bases physiques semi-spatialisé HYDROTEL**

Anne H. Watelet

**Thèse présentée à
la Faculté des études supérieures et postdoctorales de l'Université d'Ottawa
comme exigence partielle en vue de l'obtention
du grade de Philosophiae Doctor (Ph.D.)**

**Département de géographie
2001**

© Anne H. Watelet, Ottawa, Canada, 2001



**National Library
of Canada**

**Acquisitions and
Bibliographic Services**

395 Wellington Street
Ottawa ON K1A 0N4
Canada

**Bibliothèque nationale
du Canada**

**Acquisitions et
services bibliographiques**

395, rue Wellington
Ottawa ON K1A 0N4
Canada

Your file Votre référence

Our file Notre référence

The author has granted a non-exclusive licence allowing the National Library of Canada to reproduce, loan, distribute or sell copies of this thesis in microform, paper or electronic formats.

The author retains ownership of the copyright in this thesis. Neither the thesis nor substantial extracts from it may be printed or otherwise reproduced without the author's permission.

L'auteur a accordé une licence non exclusive permettant à la Bibliothèque nationale du Canada de reproduire, prêter, distribuer ou vendre des copies de cette thèse sous la forme de microfiche/film, de reproduction sur papier ou sur format électronique.

L'auteur conserve la propriété du droit d'auteur qui protège cette thèse. Ni la thèse ni des extraits substantiels de celle-ci ne doivent être imprimés ou autrement reproduits sans son autorisation.

0-612-68010-X

Canada

Résumé

La simulation par le modèle hydrologique HYDROTEL, à bases physiques et semi-spatialisé, est utilisée comme méthode pour étudier l'impact hydrologique de diverses utilisations du sol sur le bassin de la rivière Raisin dans l'Est de l'Ontario.

D'une part, l'étude permet de simuler l'impact sur le débit journalier et la teneur en eau du sol, du changement réel d'utilisation du sol tel qu'il s'est produit sur le bassin entre 1964 et 1978. L'apparition de grandes cultures, en particulier pour la production de maïs-grain et l'augmentation de l'aire boisée se traduisent par des conditions de débit et d'humidité du sol légèrement moins variables.

D'autre part, une série de simulations du bilan hydrique lors desquelles il n'y a que l'utilisation du sol du bassin qui est modifiée, selon des scénarios hypothétiques tels un bassin entièrement boisé, entièrement sous grandes cultures, boisé et avec terres humides et mixte, permet de cibler l'impact hydrologique de chacune des utilisations par rapport aux autres.

L'utilisation du bassin pour la grande culture seulement produit les conditions les plus extrêmes, avec une crue printanière plus intense et plus précoce, un débit de base plus faible.

Suite à ces deux observations, il apparaît donc qu'une augmentation de l'aire boisée permet d'atténuer les conditions hydrologiques plus extrêmes produites par l'utilisation du sol par la grande culture et que contrairement à ce qui était perçu, les conditions hydrologiques sont meilleures aujourd'hui qu'elles ne l'étaient en 1964.

Si la tendance est à une meilleure paramétrisation de l'utilisation du sol, force est de constater ici que l'effet le plus important, et en terme de volume d'eau, et en terme de temps, est produit par la présente ou l'absence de couvert forestier lors de la fonte de la neige, le calendrier bioclimatique moyen jouant un rôle secondaire. Par contre, les calendriers des propriétés physiques des utilisations du sol influencent le débit de base, les crues automnales et la teneur en eau du sol à la fin de l'été.

Pour la période étudiée, les fluctuations météorologiques ont des effets plus importants sur l'hydrologie à l'échelle du bassin que les changements d'utilisation du sol. Par contre, l'utilisation du sol du bassin joue un rôle d'amortissement des effets climatiques et il est nécessaire de tenir compte de ce rôle, parce que c'est le seul pour l'instant sur lequel il est possible d'avoir un certain contrôle.

Abstract

The impact of various land-use changes on the hydrology of the Raisin River in Eastern Ontario was studied using simulation with the physically based semi-distributed hydrological model HYDROTEL.

First, we have simulated the impact of the real land-use change which happened on the watershed between 1964 and 1978, on daily flow and soil water content. The increasing importance of cash crop in the agricultural landscape, in particular corn, and the increase in the forested area resulted in a decrease in the variability of hydrological conditions.

Second, we have simulated a series of theoretical land-use scenarios, such as a totally forested watershed, a watershed entirely covered by cash crops, and a forested watershed with wetlands, in order to discriminate between the influence of particular land uses found on the watershed in the last thirty years. Cash crop is the land use which produced the most extreme conditions of all land uses tested, with spring flood happening earlier and with more intensity and low flow being the lowest.

Following the two simulation exercises, it appears that from 1964 to 1978, the increasing forested area compensated for the drying effect of cash crop on soil.

Land-use parameterisation is gaining importance in global-scale models but in this watershed-scale study, the parameters which have the most effect quantitatively on flow, are the snow melt factors and snow melt thresholds associated with forested or open field environments. Bioclimatic calendars of root depth, leaf area index and albedo associated with the various land uses were secondary. On the other hand, they are important for baseflow and for fall high flows and on soil water content at the end of the summer.

Regarding the studied time period, meteorological fluctuations have more important impact on hydrology at the watershed scale than do land-use changes. On the other hand, land use plays a role of tempering, dampening, climatic effects and it is necessary to take that impact into account, because it is the only one for now on which it is possible to have some control.

Remerciements

Nous avons souvent pensé que cette étude aurait été réalisée plus avantageusement par une équipe de recherche, mais si l'on considère toutes les personnes consultées au cours de la recherche ou qui m'ont offert leur soutien, il s'agit bien là d'une fameuse équipe ! Je voudrais donc remercier : le professeur Abdou Bannari, Nancy Beaudry, Nicole Boucher, Danielle Boulerice de la Faculté des études supérieures et postdoctorales, Andy Code et Richard Pilon de la Société de conservation de la rivière Raisin, le professeur Jean-Pierre Fortin, Richard Turcotte et Yves Gauthier de l'INRS-Eau, Monique Frappier et le laboratoire de géographie physique, le professeur Konrad Gajewski et les membres du laboratoire de paléoclimatologie et de climatologie, la professeure Anne Gilbert, Rosanne Giroux, la professeure Marie-Anne Geurts, Daniel Jobin, le professeur Douglas King, le professeur Bernard Lauriol, M. L'Allier et Mme Paré-L'Allier, le professeur David Lean, Sylvie Létang, le professeur Antony Lewkowicz, le professeur Roger Needham, le professeur Jonathan Price, W. J. Rawls, Bruce Robin, Suzanne G. Sarrazin, le chercheur Jean Veillette, M. et Mme Watelet-Serpieter, Grace Welch et la bibliothèque.

Il existe tout de même une équipe officielle dont je tiens à souligner la présence, tous les jours qu'il a fallu pour faire cette thèse. Il s'agit de notre directeur de thèse, le professeur Peter G. Johnson, qui a supporté de s'éloigner de son terrain de prédilection qu'est le territoire englacé du Yukon pour s'attarder à celui, toujours trop chaud, de l'Est de l'Ontario. Il s'agit aussi du professeur Daniel Lagarec, avec qui les discussions au département de géographie ont toujours été stimulantes. Enfin, mon compagnon Louis, qui m'a non seulement encouragée mais aussi conseillée et qui en échange, connaît la rivière Raisin mieux que personne maintenant!

Ce travail n'aurait pas pu être réalisé sans le soutien financier continu du Ministère de l'éducation et de la formation de l'Ontario par sa bourse BÉSO renouvelée chaque année. Nous soulignons aussi la contribution financière du Fonds FCAR.

Table des matières

Résumé	i
Abstract	ii
Remerciements	iii
Tables des matières	iv
Table des figures	vii
Table des tableaux	x
INTRODUCTION	1
CHAPITRE 1 CONTEXTE ENVIRONNEMENTAL	3
1. BASSIN-VERSANT ET ORGANISATION HYDROGRAPHIQUE	3
2. RELIEF, MODELÉ ET GÉOLOGIE	3
3. SOLS	7
4. CLIMAT	7
5. CONTEXTE DES FLUCTUATIONS CLIMATIQUES	9
6. HISTOIRE DES RELATIONS DES HUMAINS AVEC LA RIVIÈRE	13
CHAPITRE 2 ÉTUDE DE L'HYDROLOGIE ET DE LA QUALITÉ DE L'EAU	28
1. SUIVI DE LA QUALITÉ DE L'EAU ET DU DÉBIT	28
1.1. La qualité de l'eau	28
1.2 Le débit quotidien	30
2. RÉSULTATS DU SUIVI	30
2.1. La qualité de l'eau	31
2.2 Les conditions hydrologiques	38
3. CONSÉQUENCES DE L'ÉTIAGE SUR LE MILIEU AQUATIQUE	39
3.1 L'étiage et les variables physiques de qualité de l'eau	39
3.2 L'étiage et la dynamique des substances nutritives	40
3.3 Conséquences au niveau de la composition chimique de l'eau	41
4. EFFETS D'UNE PLUIE ORAGEUSE EN PÉRIODE D'ÉTIAGE SUR LA QUALITÉ DE L'EAU	41
CHAPITRE 3 PROBLÉMATIQUE	43
1. LA QUESTION	43

2. PRÉSENTATION DES NOTIONS CLEFS	45
2.1 Occupation du sol et utilisation du sol	45
2.2 Le stockage	45
2.3 Le débit de base	47
3. CADRE CONCEPTUEL	48
3.1 Le stockage dans le sol	48
3.2 Impact hydrologique de l'utilisation du sol	51
3.3 Impact hydrologique des fluctuations climatiques	57
3.4 Modélisation et simulation hydrologiques	59
3.5 Système d'information géographique	60
4. HYPOTHÈSES	60
4.1 Objectifs et hypothèses	60
4.2 Limitation temporelle	62
4.3 Contexte et limites spatiales	62
CHAPITRE 4 MÉTHODE	63
1. MÉTHODE	63
1.1 Approche générale	63
1.2 Choix du modèle	66
1.3 HYDROTEL	71
1.4 Approche d'utilisation du modèle	80
2. TECHNIQUES	83
2.1 Saisie et mise en forme des banques de données	83
2.2 PHYSITEL	83
2.3 Étalonnage d'HYDROTEL	84
CHAPITRE 5 RÉSULTATS	91
1. ANALYSE HYDROLOGIQUE	91
2. CHANGEMENTS D'UTILISATION DU SOL	93
3. SIMULATIONS	102
3.1 Simulations considérant uniquement les sols minéraux	102
3.2 Simulations considérant les sols minéraux et les sols organiques	118
CHAPITRE 6 DISCUSSION	133
1. RÉSUMÉ DU TRAVAIL DE RECHERCHE	133
2. SYNTHÈSE DES RÉSULTATS DE SIMULATION	134
2.1 les calendriers des propriétés physiques des utilisations du sol	134

2.2 Le modèle de fonte de neige	137
2.3 Le coefficient de Manning de l'écoulement sur la partie terrestre du bassin	137
3. VÉRIFICATION DES HYPOTHÈSES	138
4. SIGNIFICATION DES RÉSULTATS	142
4.1 Limitations de la méthode	144
5. POURSUIVRE LA RECHERCHE	148
CONCLUSION	149
BIBLIOGRAPHIE	153
ANNEXES	168
ANNEXE 1. FONCTIONNEMENT D'HYDROTEL	169
ANNEXE 2. CLASSIFICATION DE L'UTILISATION DU SOL	181
ANNEXE 3. PROPRIÉTÉS HYDRAULIQUES DU SOL ORGANIQUE	185
ANNEXE 4. PRÉPARATION DU MODÈLE NUMÉRIQUE D'ALTITUDE	186
ANNEXE 5. PHYSITEL	190

Table des figures

Figure 1. Localisation du bassin de la rivière Raisin	4
Figure 2. Localisation des comtés Stormont et Glengarry	5
Figure 3. Carte du bassin de la rivière Raisin	5
Figure 4. Modèle numérique d'altitude	6
Figure 5. Dépôts meubles	6
Figure 6. Distribution spatiale des textures de sol	8
Figure 7. Normales climatiques à Cornwall, 1951-1990	9
Figure 8. Variation de la température annuelle à Cornwall, 1967-1992	10
Figure 9. Variation des précipitations annuelles à Cornwall, 1967-1992	10
Figure 10. Variation de la température annuelle à Morrisburg, 1915-1992	11
Figure 11. Variation des précipitations annuelles à Morrisburg, 1915-1992	12
Figure 12. Évolution de la population totale dans les Comtés-Unis	14
Figure 13. Évolution de l'utilisation du sol dans les Comtés-Unis selon les Recensements de 1826-1996	16
Figure 14. Interprétation de l'évolution de l'utilisation du sol	17
Figure 15. Évolution de l'aire consacrée à l'agriculture, Comtés-Unis, 1826-1996	18
Figure 16. Évolution temporelle de la superficie non strictement agricole, incluant les terres à bois, Comtés-Unis, 1826-1996	18
Figure 17. Évolution du nombre de moulins dans les Comtés-Unis, 1826-1891	20
Figure 18. Localisation des moulins aux XVIIIe et XIXe siècles	20
Figure 19. Évolution de la culture du maïs dans les Comtés-Unis	22
Figure 20. Région du bassin nécessitant le drainage	22
Figure 21. Implantation du drainage artificiel	23
Figure 22. Évolution du monde agricole dans les Comtés-Unis	23
Figure 23. Niveaux d'eau à Summerstown	26
Figure 24. Localisation des sites d'échantillonnage de la qualité de l'eau	29

Figure 25. Comparaison des températures de l'eau de surface et du le lit du chenal	32
Figure 26. Variation de l'oxygène dissous sur le lit de la rivière	32
Figure 27. Réaction du débit à l'événement de pluie	37
Figure 28. Effet d'un événement de pluie sur la température et l'oxygène dissous	37
Figure 29. Effet d'un événement de pluie sur le pH et la conductivité	37
Figure 30. Textures de sol, excluant les sols organiques	64
Figure 31. Utilisation du sol en 1960-1964	65
Figure 32. Utilisation du sol en 1978-1980	65
Figure 33. Le bilan vertical dans HYDROTEL	73
Figure 34. Comparaison du débit observé et du débit simulé, en ne tenant pas compte des sols organiques	88
Figure 35. Comparaison du débit observé et du débit simulé en tenant compte des sols organiques	89
Figure 36. Débit observé et débit simulé avec les paramètres d'étalonnage en 1966-1969, avec l'utilisation du sol de 1960-1964	90
Figure 37. Variations temporelles du débit annuel à la jauge hydrométrique	92
Figure 38. Étendue de la période d'étiage	93
Figure 38. Évolution de la superficie boisée entre 1964 et 1978	95
Figure 39. Évolution de la superficie consacrée au pâturage entre 1964 et 1978	96
Figure 40. Évolution de l'utilisation pour les grandes cultures entre 1964 et 1978	97
Figure 41. Évolution de l'aire urbaine entre 1964 et 1978	98
Figure 42. Évolution de l'aire consacrée à l'extraction de sédiments de surface	99
Figure 43. Évolution des terres humides entre 1964 et 1978	100
Figure 44. Synthèse des changement à l'utilisation du sol entre 1964 et 1978	101
Figure 45. Débits simulés selon l'utilisation du sol	105
Figure 46. Débits moyens simulés selon l'utilisation du sol	106
Figure 47. Teneur en eau moyenne des trois couches selon l'utilisation du sol	110

Figure 48. Comparaison des débits simulés avec l'utilisation du sol de 1960-64 et avec celle de 1978-80	111
Figure 49. Teneurs en eau moyenne selon l'utilisation du sol	112
Figure 50. Différence entre la teneur en eau du sol simulée sur l'utilisation de sol de 1978-1980 et celle de 1960-1964	113
Figure 51. Teneur en eau des trois couches le 4 octobre 1982, avec utilisation du sol de 1960-1964	114
Figure 52. Teneurs en eau du sol le 4 octobre 1982, avec l'utilisation du sol de 1978-1980	115
Figure 53. Patron suggérant les variations possibles de la teneur en eau du sol entre 1964 et 1974	116
Figure 54. Patron suggérant les variations possibles de la teneur en eau du sol entre 1974 et 1984	117
Figure 55. Débits simulés selon l'utilisation du sol, en tenant compte des sols organiques	124
Figure 56. Débits moyens simulés selon l'utilisation du sol, en tenant compte des sols organiques	125
Figure 57. Teneur en eau moyenne selon l'utilisation du sol, en tenant compte des sols organiques	126
Figure 58. Comparaison des débits simulés avec l'utilisation du sol de 1960-64 et 1978-80, en tenant compte des sols organiques	127
Figure 59. Teneurs en eau moyenne selon l'utilisation du sol, en tenant compte des sols organiques	128
Figure 60. Différence entre la teneur en eau du sol simulée sur l'utilisation de sol de 1978-80 et celle de 1960-64, en tenant compte des sols organiques	129
Figure 61. Teneur en eau des trois couches de sols le 19 août 1979, en tenant compte des sols organiques	130
Figure 62. Patron suggérant les variations possibles de la teneur en eau du sol entre 1964 et 1974, avec sols organiques	131
Figure 63. Patron suggérant les variations possibles de la teneur en eau du sol entre 1974 et 1984, avec sols organiques	132
Figure 64. Étapes nécessaires à l'établissement de la structure d'écoulement dans PHYSITEL	192

Table des tableaux

Tableau 1. Texture des sols du bassin de la rivière Raisin	8
Tableau 2. Données de débit à la jauge hydrométrique à la dérivation de Long Sault	26
Tableau 3. Valeurs moyennes des variables physiques de la qualité de l'eau	31
Tableau 4. Valeurs moyennes des constituants chimiques	34
Tableau 5. Représentation des processus physiques dans HYDROTEL	74
Tableau 6. Propriétés hydrauliques des sols minéraux en fonction de la texture du sol	77
Tableau 7. Propriétés hydrauliques des sols organiques	77
Tableau 8. Représentation de l'utilisation du sol dans HYDROTEL	78
Tableau 9. Calendrier bioclimatique moyen pour le bassin de la rivière Raisin	78
Tableau 10. Calendrier de l'albédo par classe d'utilisation du sol	79
Tableau 11. Calendrier de la profondeur racinaire par classe d'utilisation du sol	80
Tableau 12. Calendrier de l'indice foliaire par classe d'utilisation du sol	80
Tableau 13. Statistiques sur l'étalonnage de la rivière Raisin pour simulation excluant les sols organiques	85
Tableau 14. Valeurs des paramètres d'étalonnage pour simulation excluant les sols organiques	86
Tableau 15. Valeurs des paramètres d'étalonnage pour simulation incluant les sols organiques	86
Tableau 16. Statistiques sur l'utilisation des paramètres d'étalonnage sur 1966-1969	87
Tableau 17. Statistiques du changement d'utilisation du sol entre 1960-64 et 1978-80	94
Tableau 18. Débits simulés en fonction de l'utilisation du sol, sans sols sans sols organiques	103
Tableau 19. Teneurs en eau simulée en fonction de l'utilisation du sol, sans sols organiques	107
Tableau 20. Débits simulés en fonction de l'utilisation du sol, sans sols	

avec sols organiques	118
Tableau 21. Teneurs en eau simulée en fonction de l'utilisation du sol, avec sols organiques	121
Tableau 22. Sous-modèles choisis dans HYDROTEL	169
Tableau 23. Teneur en eau de la tourbe à la capacité au champ	186
Tableau 24. Teneur en eau de la tourbe au point de flétrissement	186
Tableau 25. Conductivité hydraulique de la tourbe	187

L'Est de l'Ontario est la région comprise dans l'interfluve entre le fleuve Saint-Laurent au sud et la rivière des Outaouais au nord. C'est une région où l'histoire des relations entre l'humain et son environnement physique est récente. En effet, bien que le territoire soit déjà occupé par les Amérindiens, les pionniers loyalistes forment un premier établissement sur la rive nord du fleuve Saint-Laurent vers 1780¹. La ville de Cornwall, au nord de laquelle s'écoule la rivière Raisin, était anciennement appelé New Johnston et avait été arpentée en 1781-1782 (Harkness, 1946).

La rivière Raisin est donc l'axe le long duquel s'organisent les établissements humains dont St. Andrews, Martintown, Williamstown, tous en bordure du cours d'eau. La relation des humains à la rivière est donc étroite. C'est ainsi que depuis un peu plus de 220 ans, le bassin-versant de la Rivière Raisin subit des transformations, qui sont jugées nécessaires aux activités humaines. En particulier, les activités forestières et agricoles ont nécessité des modifications aux terres du bassin et au lit-même de la rivière. Car c'est une région où le développement de l'agriculture a fait face à deux obstacles majeurs: une nappe phréatique affleurante et la longue durée de l'inondation printanière. Ces comtés du sud-est de l'Est de l'Ontario avaient d'ailleurs été baptisés les « *Sunken Townships* ». Il fallait donc apporter des transformations au sol afin d'accélérer l'évacuation de l'eau des terres vers la rivière.

Aujourd'hui, si la récurrence des inondations printanières cause toujours un problème aux populations loties sur les berges de cette rivière peu encaissée, d'autre part, on constate que le manque d'eau chronique l'été, associé à une diminution de la qualité de l'eau, gêne aussi certaines activités.

En effet, préalablement à la présente étude, un suivi de 1994 à 1996 de la qualité de l'eau de la rivière² a confirmé, d'une part, la sévérité de l'étiage estival, et d'autre part, son influence sur la qualité de l'eau. Suite à l'observation du paysage agricole du bassin, des causes possibles des problèmes de qualité de l'eau sont apparues, en

¹ D'après Harkness (1946) : « (...) in 1778 or 1779, a considerable party had come the same way [from the Mohawk Valley, through the Adirondack and reached St. Régis], reached the Aux Raisins and gone on some 5 or 6 miles to what is now St. Andrew's ».

² Ce suivi s'est déroulé dans le cadre du projet de recherche multidisciplinaire sur l'écosystème du Saint-Laurent, subventionné par le Plan Vert d'Environnement Canada et dirigé par l'Institut de recherche sur l'environnement et l'économie (IREE) de l'Université d'Ottawa.

particulier certaines pratiques agricoles bien ancrées dans l'histoire régionale. Il est par exemple très courant de voir le bétail avoir un accès direct (et d'ailleurs planifié) au cours d'eau. Par contre, la recherche de la cause du faible débit estival récurrent restait sans réponse. Se pouvait-il que l'étiage aigu soit aussi le résultat des activités humaines sur le bassin? Ou cet étiage était-il lié uniquement aux fluctuations météorologiques?

L'eau a toujours été au cœur du développement du bassin de la rivière Raisin. Les témoignages historiques sont nombreux, que ce soit à propos des inondations, de la pêche, de la consommation d'eau domestique ou agricole, enfin de la récréation. Aujourd'hui, la demande d'eau est grande dans l'Est de l'Ontario et la pression est élevée sur la ressource, d'autant plus dans un contexte de changement climatique.

C'est pourquoi nous avons voulu vérifier, à l'aide d'un modèle hydrologique, si le changement des activités humaines, en particulier les changements d'utilisation du sol, pouvait avoir provoqué une baisse de la mise en réserve de l'eau dans le bassin, résultant en la sévérité de l'étiage. Plus précisément, nous étudions les conditions hydrologiques qui précèdent et qui succèdent les changements d'utilisation du sol réalisés entre 1964 et 1978, alors que d'une part, l'agriculture est en mutation, et d'autre part, que les données journalières météorologiques et hydrométriques sont disponibles.

Étant donné l'ampleur du sujet d'étude, tant au niveau temporel que spatial, un modèle hydrologique est l'outil tout désigné pour reconstituer le bilan hydrique du bassin. Nous avons choisi le modèle HYDROTEL de l'INRS-Eau pour répondre à cette question.

En s'intéressant à l'impact des changements d'utilisation du sol sur l'humidité du sol, notre étude se positionne dans le contexte à la fois historique et actuel des enjeux vécus localement par la communauté de l'Est de l'Ontario.

Au chapitre 1, nous présentons le milieu physique et le contexte historique des changements d'utilisation du sol du bassin-versant de la rivière Raisin et au chapitre 2, l'étude préliminaire sur la qualité de l'eau. Au chapitre 3, concernant la problématique, nous allons discuter de l'émergence des hypothèses de travail et au chapitre 4, de la méthode de recherche. Les résultats des simulations sont présentés au chapitre 5 et analysés au chapitre 6.

1. LE BASSIN-VERSANT, LA RIVIÈRE ET L'ORGANISATION HYDROGRAPHIQUE

Le bassin-versant de la rivière Raisin se situe dans l'Est de l'Ontario, cette région interfluviale entre le fleuve Saint-Laurent et la rivière des Outaouais (Figure 1), dans une région agricole de l'écozone des Plaines à forêts mixtes (Groupe de travail sur la stratification écologique, 1995). Le bassin est contigu au Nord-Ouest à celui de la plus grande rivière de cette région : la rivière Nation Sud. Le bassin de la rivière Raisin a une superficie de 546 km² et s'étend d'est en ouest sur 40 km.

La rivière Raisin s'écoule dans 2 des 3 Comtés-Unis³, Glengarry et Stormont (Figure 2), au nord de la ville de Cornwall (45°01'N, 74°45'W, 64 m) (Figure 3) et se jette dans le fleuve Saint-Laurent à South Lancaster. C'est une rivière d'ordre 4 selon la classification de Strahler (1952). Elle a 3 branches qui s'étirent sur 130 km : la branche principale, le branche Nord et la branche Sud. La branche principale émerge dans une plaine de till au nord-ouest du bassin. La tourbière de Newington constitue une seconde source pour la branche principale et pour la branche Nord.

2. LE RELIEF, LE MODELÉ ET LA GÉOLOGIE

Le bassin est situé dans la zone physiographique des Basses-Terres du fleuve Saint-Laurent. Le relief est donc celui d'une plaine, légèrement ondulée par la présence de quelques crêtes (Figure 4). Le point le plus haut du bassin se trouve à une altitude de 130 m et le point le plus bas à une altitude de 48 m. La pente moyenne du cours d'eau est de 1 m/km.

Ce sont les épais dépôts de surface qui donnent le relief au bassin, la structure géologique étant principalement celle de la roche sédimentaire sub-horizontale d'âge Ordovicien moyen et supérieur, composée de couches en alternance de calcaire, de shale, de dolostone silteux et de grès quartzeux (Wilson 1946; Williams 1991).

Les dépôts meubles ont été laissés par la dernière glaciation et les invasions marine et lacustre (Figure 5). La plus grande proportion du bassin est couverte de till, en particulier le haut du bassin. Ce sont les *Glengarry Till Plains*, till modelé en crête drumlinoïdes et en drumlims, entre lesquelles s'est creusée la vallée de la rivière Raisin.

³ Les Comtés-Unis regroupent les comtés de Stormont, Dundas et Glengarry (SDG) depuis 1986 (du moins dans les recensements de Statistique Canada).



Figure 1. Localisation du bassin de la rivière Raisin dans l'Est ontarien

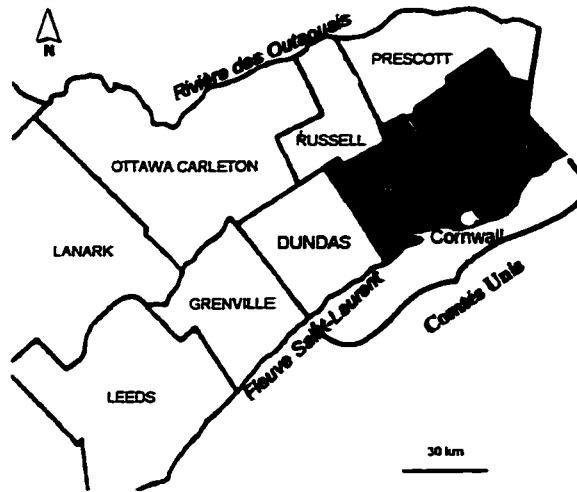


Figure 2. Localisation des comtés dans lesquels s'écoule la rivière Raisin, Stormont et Glengarry.

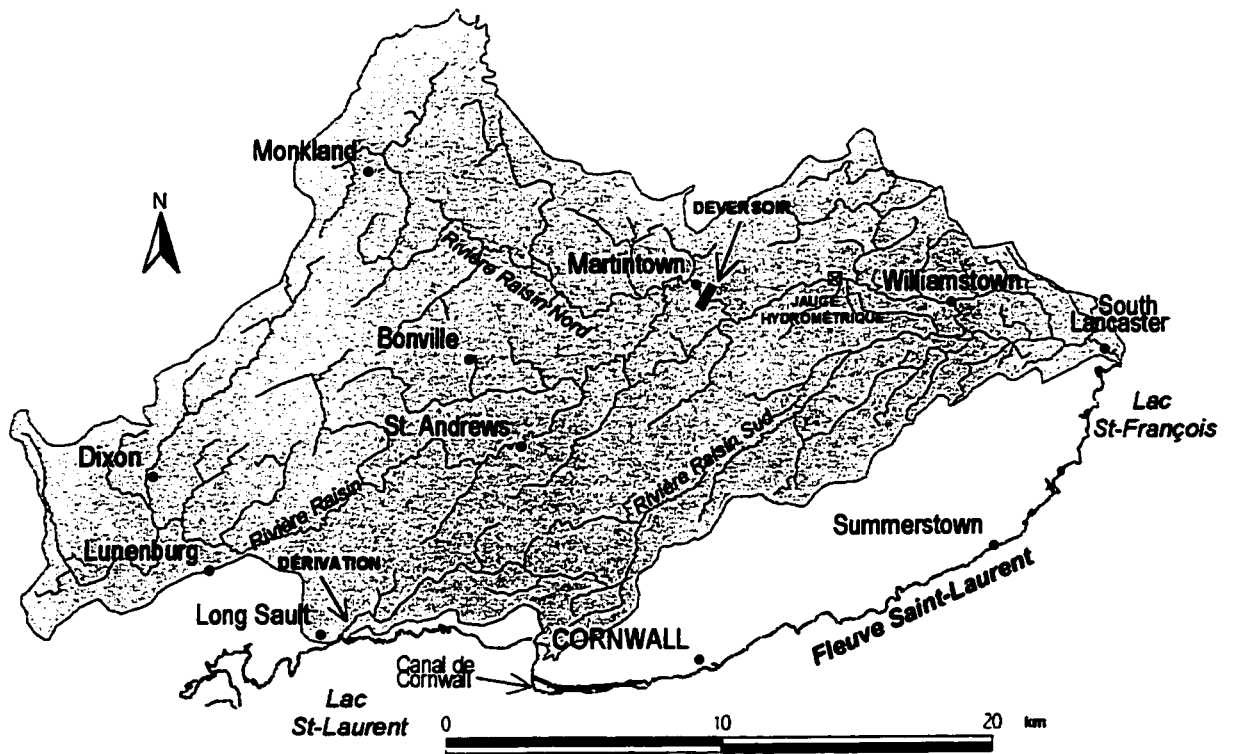


Figure 3. Carte du bassin de la rivière Raisin

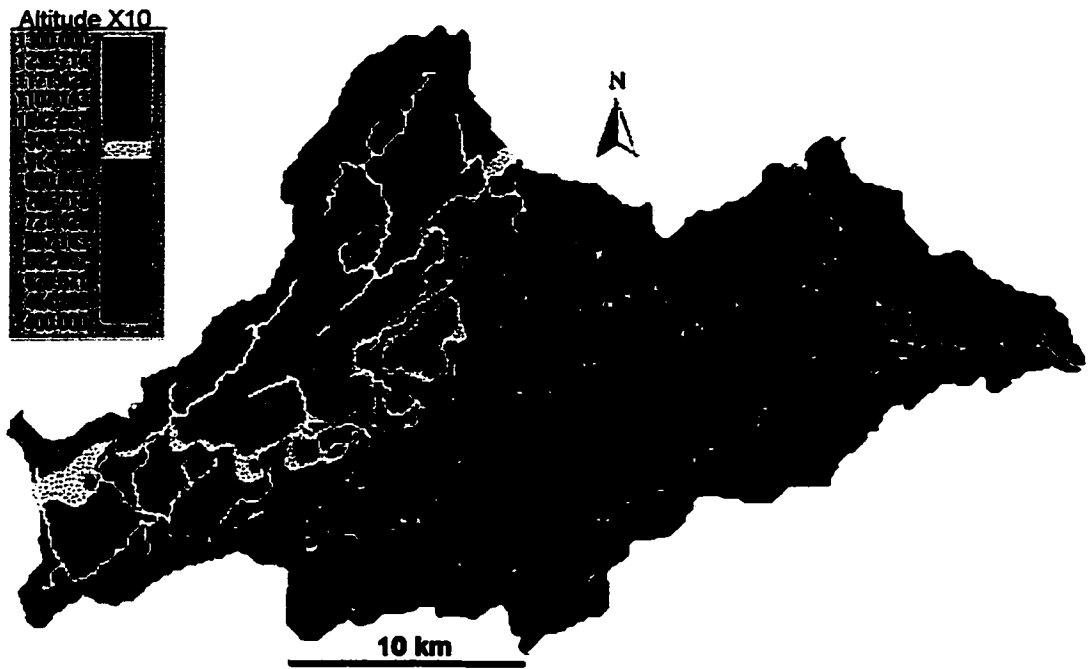


Figure 4. Modèle numérique d'altitude

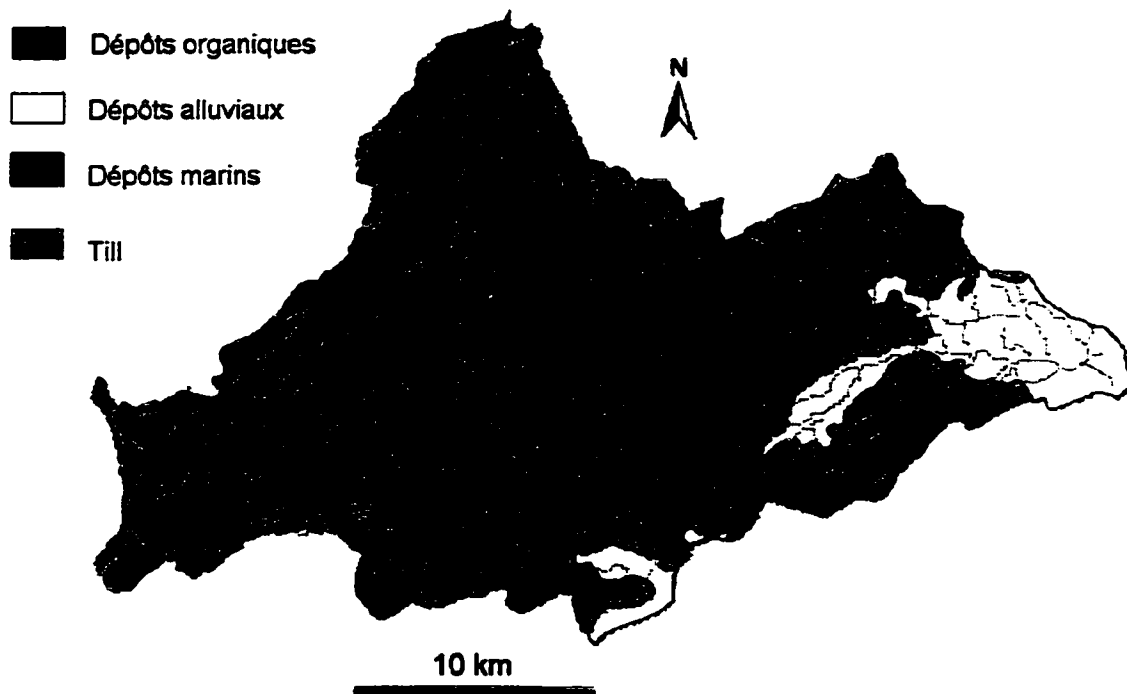


Figure 5. Dépôts meubles

Couvrant le till, on retrouve parsemés sur le territoire, en particulier à l'est du bassin, des dépôts d'argile déposés dans la Mer de Champlain, dont l'extension maximale a été atteinte il y a 11000 ans alors que Cornwall était submergé, et qui s'est retirée vers 10000 ans. La régression marine a été suivie par l'invasion du Lac Lampsilis vers 9000 ans, duquel aurait émergé l'actuelle région de Cornwall il y a 8400 ans. Vers son embouchure dans le fleuve, la rivière s'écoule dans des dépôts alluviaux postérieurs à la Mer de Champlain (Lac Lampsilis), les *Lancaster Sand Flats* (Energy, Mines and Resources 1961; Terasmae 1965). Enfin, le bassin est caractérisé par d'importants dépôts organiques, dont la tourbière de Newington d'une étendue de 18 km² et d'une épaisseur d'au moins 12 mètres⁴ (Auer, 1930). Ces dépôts se sont accumulés dans une dépression imperméabilisée d'abord par une couche de till argileux (Owen (1951) suite à l'assèchement de la région au sortir des invasions marine puis lacustre (Barnett, 1992).

Les sédiments meubles qui recouvrent la région sont épais. Une étude de Porter (1996) a observé que sur un intervalle de profondeurs au socle rocheux de - 0.6 à 73.8 m (les valeurs négatives indiquant des affleurements rocheux), la classe de 12 à 14 mètres représente le mode et la médiane. À l'occasion, le till a une épaisseur qui approche 30 m, mais plus souvent qui est inférieure à 7m (Chapman and Putnam, 1984). C'est dans le nord-ouest du bassin que les dépôts sont les plus épais.

3. LES SOLS

Si les dépôts sont relativement épais, par contre, les sols sont minces (Matthews, Richards and Wicklund, 1957). Ce sont des gleysols, des brunisols, des podzols et des sols organiques dont l'épaisseur moyenne est de 50 cm (Matthews and Richards, 1954 ; Matthews, Richards and Wicklund, 1957).

Ce sont des terres fertiles mais dont la texture est variable, allant de fine à grossière. Certains sols sont rocailleux. Le tableau 1 présente les textures de sol et la figure 6, leur distribution spatiale.

4. LE CLIMAT

Le bassin subit un climat humide à hivers rigoureux. Une analyse de corrélation entre les précipitations des différentes stations météorologiques, situées à proximité du

⁴ Auer présente 2 profils de la tourbière de Newington, dont l'un atteint une profondeur un peu inférieure à 42 pieds.

Tableau 1. Texture des sols du bassin de la rivière Raisin

Texture de sol	Pourcentage de la superficie du bassin
Loam	53.1 %
Sols organiques	18.3 %
Loam argileux	13.1 %
Loam sableux	9.7 %
Loam silteux	5.5 %
Autres	0.3 %

Source : Agriculture Canada, 1954 ; Agriculture Canada, 1956

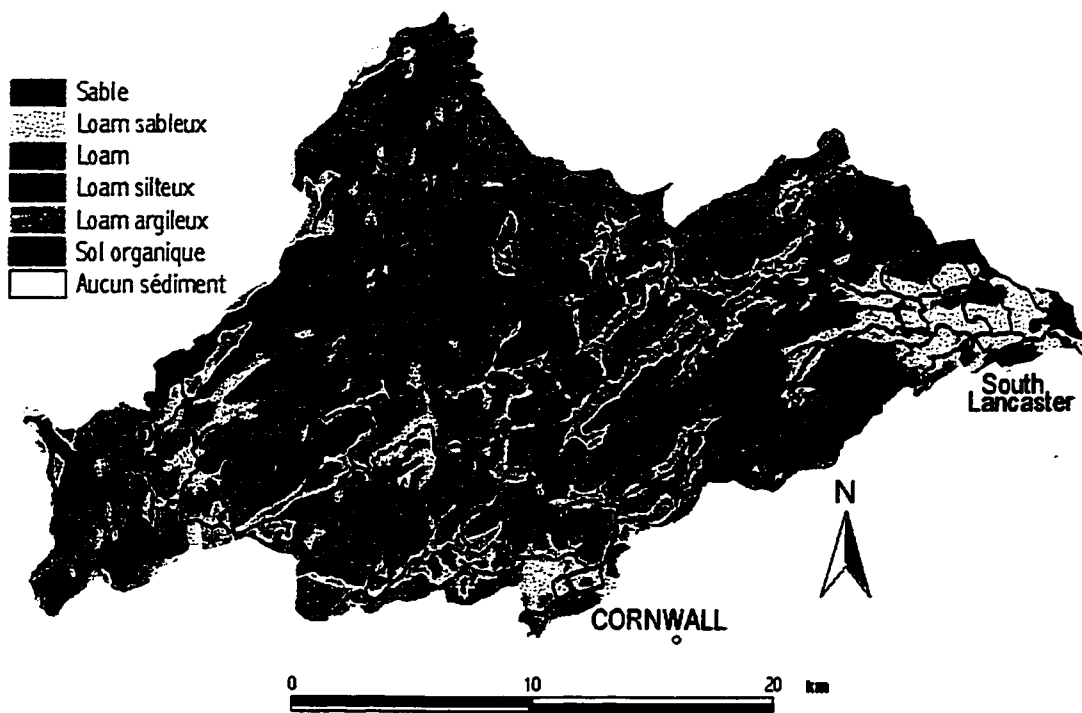


Figure 6. Distribution spatiale des textures de sol (Agriculture Canada, 1954 et Agriculture Canada, 1956)

bassin (Figure 1), témoigne de conditions météorologiques relativement homogènes à travers le bassin.

À la ville de Cornwall (station météorologique No. 6101874 d'Environnement Canada), les précipitations annuelles moyennes sont de 959.2 mm, dont 26 % tombent sous forme de neige. La figure 7 montre que les précipitations sont relativement bien

réparties au cours de l'année. Les précipitations mensuelles moyennes sont de 79.9 mm \pm 12.7 mm.

La température moyenne est de 6.7 °C. Le mois le plus chaud est le mois de juillet, avec une température maximale moyenne de 21.3 °C alors que le mois le plus froid est janvier, avec une température minimale moyenne de -9.5 °C (1951-1990), Environment Canada, 1981 et 1991).

5. LE CONTEXTE DES FLUCTUATIONS CLIMATIQUES

Notre étude doit être située dans son contexte climatique à cause de l'impact potentiel de fluctuations climatiques sur les conditions hydrologiques du bassin, dans le passé et dans l'avenir.

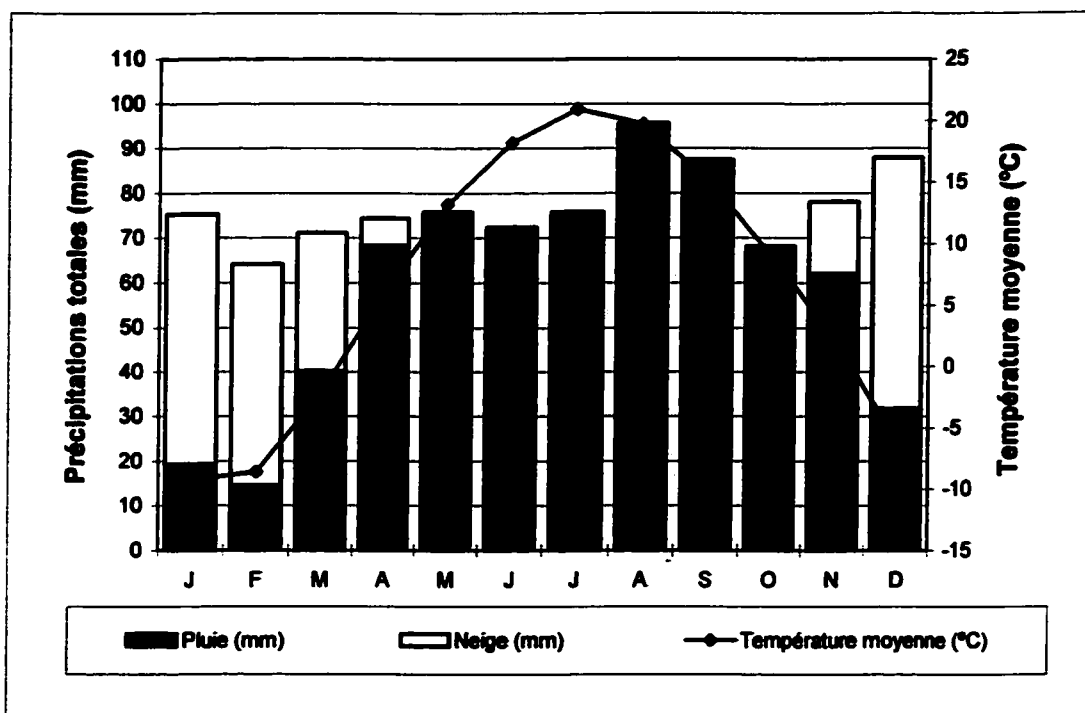


Figure 7. Normales climatiques à Cornwall, 1951-1990

Si on se fie à la courte période de 26 ans pour laquelle les données sont disponibles à la station de Cornwall, on observe une augmentation marquée des températures maximales (1.6°C) et des températures minimales (1.1°C) et donc de la température moyenne (1.3°C), entre 1967 et 1992 (Figure 8). Ces tendances linéaires

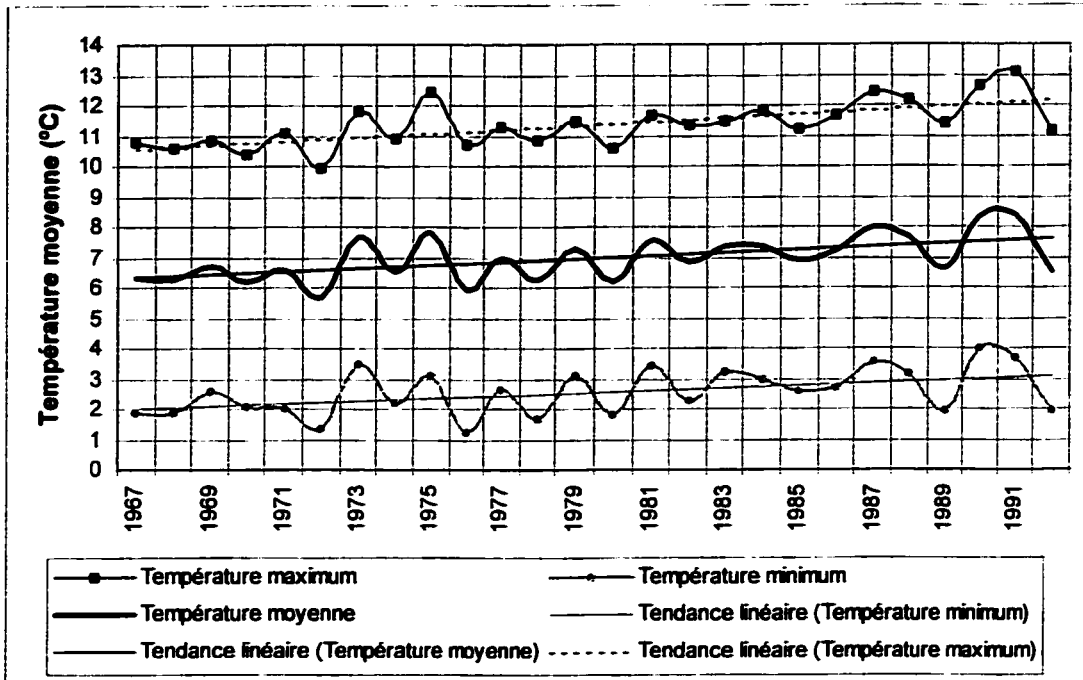


Figure 8. Variation de la température annuelle à Cornwall, 1967-1992 (courbes lissées)

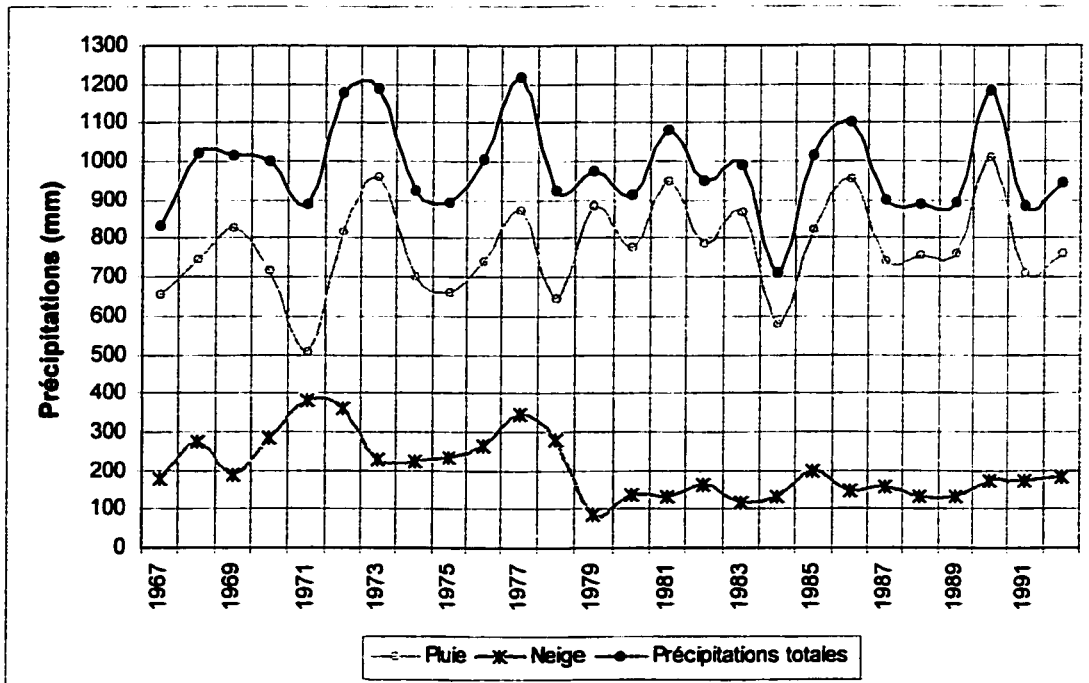


Figure 9. Variation des précipitations annuelles à Cornwall, 1967-1992 (courbes lissées)

sont déterminées par un test statistique t appliqué à la pente d'une droite de régression établie sur les données annuelles de la période de 26 ans, pour vérifier si la pente de la droite est significative avec un intervalle de confiance de 95 % au minimum. Ces tendances sont significatives à 99.5 %, 97.5 % et 99.5 %, respectivement. Quant aux précipitations, on ne peut discerner une tendance temporelle significative (Figure 9).

Comme l'on peut s'y attendre, si l'on étudie les tendances pour une station où l'enregistrement de données se fait depuis plus longtemps, soit à la localité de Morrisburg, on observe des tendances temporelles linéaires moins marquées. En effet, cette station (No. 6105460 d'Environnement Canada) située à l'extérieur du

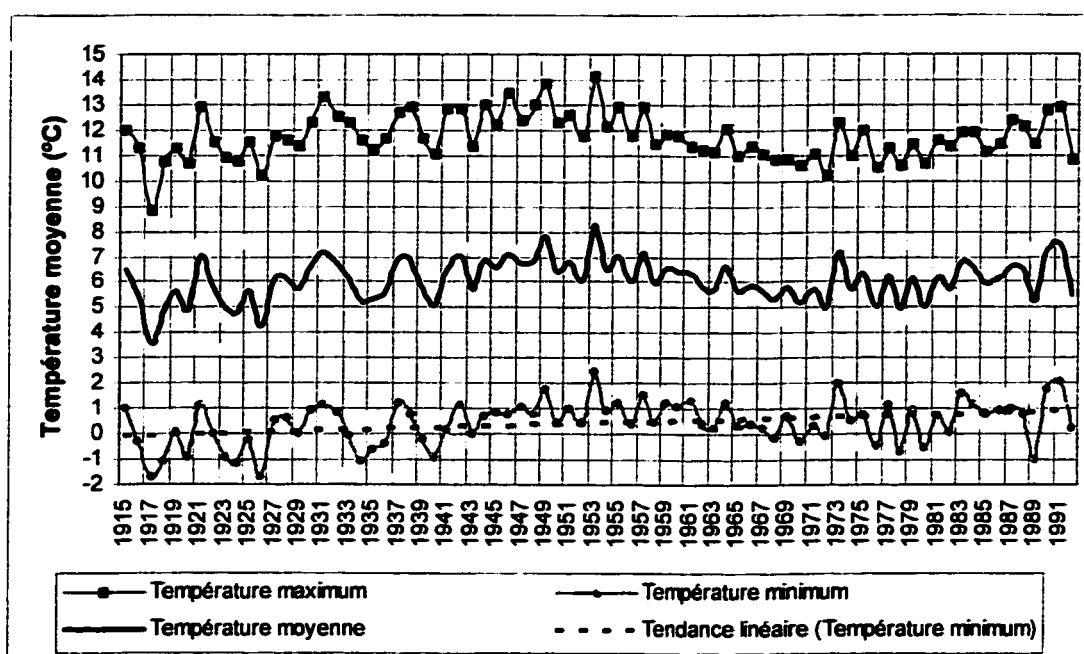


Figure 10. Variation de la température annuelle à Morrisburg, 1915-1992 (courbes lissées)

bassin à 32.2 km au sud-ouest de la station de Cornwall (Station d'Hydro-Ontario No. 6101901) (Figure 1) a une banque de données qui compte 78 ans, soit de 1915 à 1992. C'est la station pour laquelle la période d'enregistrement est la plus longue dans

la région⁵, si bien que l'on peut établir le contexte climatique du XX^e siècle pour la région de la Raisin à partir de la tendance générale des fluctuations climatiques de Morrisburg⁶.

À partir de Morrisburg, sur 78 ans (Figure 10), on peut dire que la moyenne annuelle des températures minimales quotidiennes augmente de 1°C. Cette tendance est significative à 95 %. La tendance temporelle de la température maximale n'est pas significative. La tendance au réchauffement apparaît plus faible sur une plus longue période.

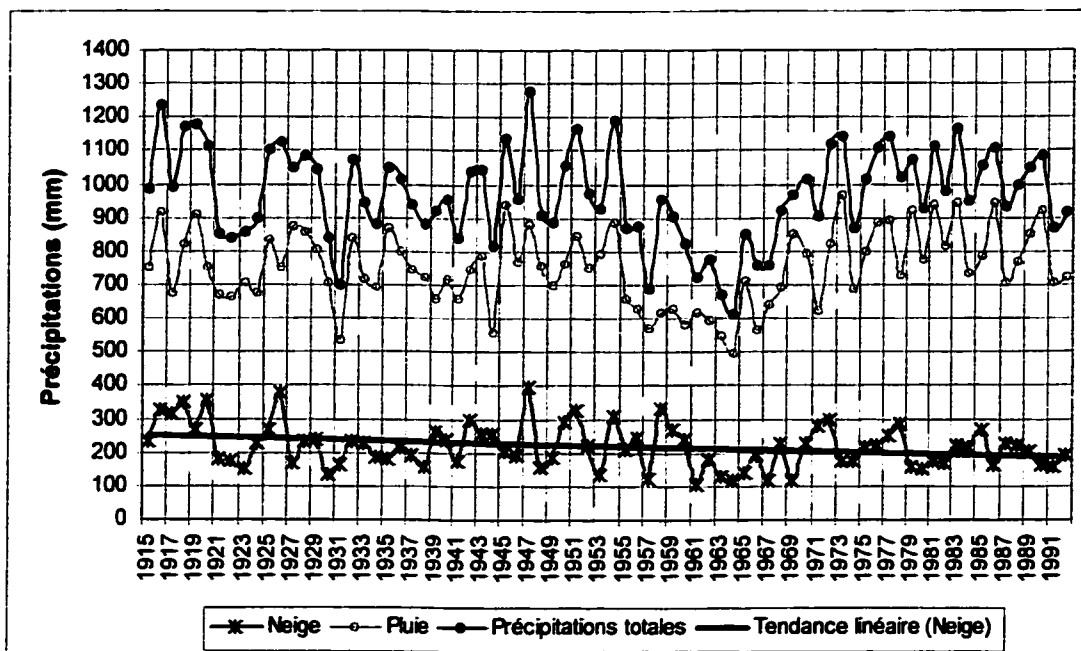


Figure 11. Variation des précipitations annuelles, à Morrisburg, 1915-1996 (courbes lissées)

Quant aux précipitations telles qu'elles sont enregistrées à Morrisburg (Figure 11), on ne peut qu'observer les fluctuations car les tendances temporelles linéaires ne sont pas significatives. Cette observation permet de relativiser l'intensité des précipitations maximales des années 1970 (Cornwall) (Figure 9) par rapport aux précipitations d'importance semblable des années 1948 à 1954 (Morrisburg) (Figure 10). Les deux stations montrent des fluctuations importantes, en particulier la forte baisse

⁵ On exclut ici Ottawa, station pour laquelle l'enregistrement débute déjà en 1889, mais qui se situe à 80 km du centre du bassin de la rivière Raisin, ce que nous avons considéré comme étant trop éloigné.

⁶ Une étude de corrélation entre 365 données de précipitations quotidiennes de la station de Cornwall et de la station de Morrisburg montre un coefficient de corrélation de 0.74 pour l'année 1987, choisie au hasard.

des précipitations totales lors de la décennie de 1954 à 1964 et la forte remontée entre 1964 et 1973.

6. HISTOIRE DES RELATIONS DES HUMAINS À LA RIVIÈRE

Bien que peu urbanisé (environ 8 % au sens large du mot « urbanisé » tel que précisé ci-dessous), le bassin est toutefois fortement anthropisé.

En 1826, la population des 3 comtés étaient de 17 099 habitants. En 1996, elle était de 111 301 habitants, qui correspond à une densité de près de 34 habitants par km². La croissance de la population a plafonné autour de 65000 habitants entre 1861 et 1931 mais a bien repris depuis (Figure 12). On utilise le terme « urbanisé » au sens large, car il inclut à la fois la ville de Cornwall, le seul centre réellement urbain du bassin et les autres localités comme St. Andrews, Martintown, Williamstown et South Lancaster, qui constituent bien des agglomérations, mais typiquement rurales.

Cornwall en tant que ville, commence à être répertoriée dans le recensement en 1881 et le recensement fait la distinction entre population urbaine et population rurale à partir de 1921. Cependant, la plus grande portion de Cornwall se trouve dans le bassin-versant du fleuve Saint-Laurent, et il n'y a que la branche sud de la rivière Raisin qui draine la portion nord de la ville.

Le bassin a subi plusieurs altérations depuis l'établissement des pionniers loyalistes vers 1780. À la fin du XVIII^e siècle, Stormont et Glengarry étaient des terres boisées, dont une grande proportion était des milieux humides. En effet, l'importance relative de terres humides dans cette région résulte de la très faible pente du bassin et d'autre part, de la texture fine de la matrice du till en particulier, ce qui confère donc au bassin, un faible drainage naturel.

Snell (1987) établit qu'entre 1800 et 1967, une proportion de 62.2 % et 64.1 % des comtés de Glengarry et Stormont, respectivement, avait été convertie à une autre utilisation du sol, ce qui constitue une perte de terres humides de 27 520 et 36 270 ha, respectivement. Ces comtés comptaient donc une proportion d'environ⁷ 40 % et de 50 %, respectivement, de terres humides vers 1800. Les données de recensement témoignent, pour le début du XX^e siècle seulement, de leur superficie, qui s'élève à 5 % du territoire des comtés, mais aussi du peu de considération qu'on leur portait, puisque les terres humides sont catégorisées, du moins sous l'appellation anglaise, en tant que :

⁷ La superficie de ces comtés à l'époque n'est pas connue précisément, d'où l'approximation.

« marsh and wasteland » (Bureau fédéral de la statistique, 1921).

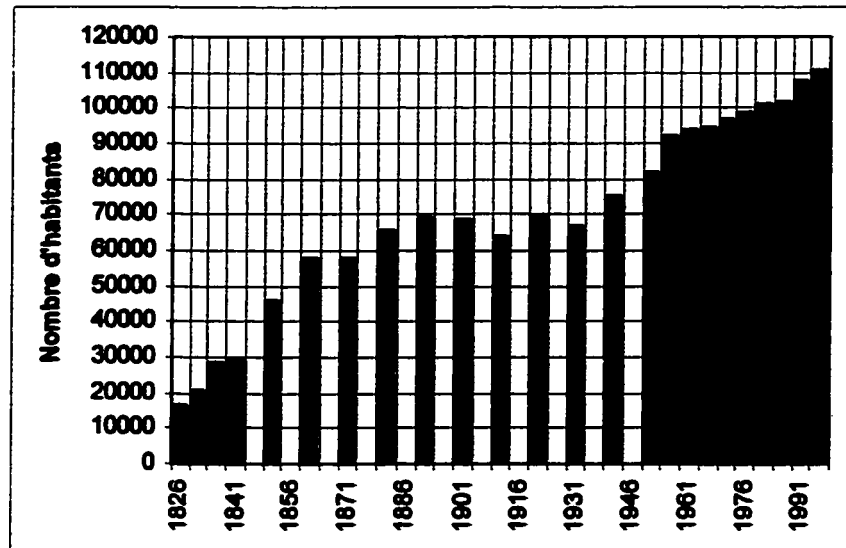


Figure 12. Évolution de la population totale dans les comtés de Stormont, Dundas et Glengarry⁸

Keddy (1994) décrit la composition de la forêt avant l'établissement des Loyalistes, dans un rapport sur la forêt modèle de l'Est de l'Ontario : « Species composition from surveyors notebooks provide the best source of historical information on species composition of the forests of eastern Ontario, prior to European settlement. An analysis by physiographic types showed that hemlock-pine combinations were most common in till and rock regions, sugar maple⁹-elm combinations often occurred on clay plains, limestone plains frequently had sugar maple-beech and beech-sugar maple combinations, and beech-sugar maple combinations were most frequently recorded for till plains. On sand plains, hemlock was the most frequent tree species, followed by sugar maple, white pine and spruce. Wetland and lowland forests were largely composed of cedar (...) with ash, tamarack, alder, and spruce as secondary species » .

⁸ Jusqu'en 1848 inclusivement, la région aujourd'hui occupée par les 3 comtés s'appelait *Eastern District*. La superficie de cette région a changé légèrement au cours de la période recensée. Elle est légèrement inférieure à 325000 ha de 1871 à 1891. Au recensement de 1901, elle est légèrement inférieure à 330000 ha de 1901 à 1971. Elle est de 330181 ha en 1996.

⁹ Le recensement de 1891 rapporte une production de sucre d'érable. Mais cette donnée n'est pas recensée de façon systématique ensuite. On note cependant que vers 1940, du fait d'une nouvelle technique de production du papier, le déboisement est tel qu'il provoque presque l'extinction de l'industrie de production de sucre d'érable le long de la rivière Raisin (Ontario Department of Energy and Resources Management, 1986).

Les données de recensements pour les 3 comtés (Figure 13) nous permettent de reconstituer l'évolution de l'occupation du sol (Figure 14), et de supposer qu'elle est semblable à celle du bassin, qui en constitue 16 % (Bureau fédéral de la statistique, 1851 à 1966, Statistique Canada, 1971 à 1996).

Les premiers recensements témoignent du désir d'occupation des terres. En effet, celle-ci atteint 50 % peu après 1831, mais seulement une faible part, soit 8 %, est cultivée. Cependant, la superficie occupée par l'agriculture ne cesse d'augmenter jusqu'en 1881, année où elle s'étend sur plus de 90 % de la superficie des 3 comtés (Figure 15). Pendant cette période, la proportion de terres à bois agricole est encore très grande¹⁰ (Figure 14). Ce haut taux d'occupation du sol par l'agriculture sera maintenu au-dessus de 90 % jusqu'en 1941 puis diminuera assez fortement jusqu'en 1986, alors qu'il se stabilise sous 60 %. Par contre, en 1941, le sens d'occupation agricole n'est plus le même qu'en 1881, parce qu'en 1941, la proportion de terres à bois agricoles a très fortement diminué (Figure 16). C'est donc vers 1941 que le déboisement atteint son extension maximale.

Il est difficile de quantifier précisément l'évolution du déboisement, mais on dispose de quelques repères qui permettent de la reconstituer. On sait qu'il y avait 32 et 30 % de forêt dans Glengarry et Stormont respectivement en 1981 (Ontario Ministry of Natural Resources, 1983), période lors de laquelle la forêt est en pleine reprise de ses droits. Avant cela, les recensements nous fournissent la superficie totale des comtés, la superficie totale des terres occupées par l'agriculture, ainsi que la superficie totale des terres agricoles boisées. On peut donc obtenir la superficie non-agricole plus la superficie des terres boisées agricoles et supposer que cette donnée se rapproche de la valeur de la superficie totale boisée dans les comtés, lui étant légèrement supérieure¹¹. En général, on constate (Figure 16) donc que la superficie boisée a fortement diminué entre de 1826 à 1881, alors que sa proportion des comtés passe sous les 10 %. Elle restera à ce niveau jusqu'en 1941 alors qu'elle recommence à augmenter jusqu'en 1986, quand elle se stabilise au dessus de 40 %. Par contre, la superficie des terres à bois agricoles a fortement diminué depuis leur premier recensement en 1851. Alors qu'elles constituaient plus de 50 % de la superficie totale des 3 comtés, elles n'en

¹⁰ Il semble que jusqu'en 1860, la plus grande partie du comté de Glengarry consiste encore en des terres humides (*swamp*) et de la broussaille (*bush*), l'agriculture restant confinée sur les collines (Ontario Department of Energy and Resources Management, 1986)

¹¹ En effet, cette aire non-agricole inclut l'aire urbaine, qui gagne en importance avec le temps. Si l'on s'en tient à une proportion urbaine d'environ 8 %, alors par soustraction, on obtient l'aire boisée.

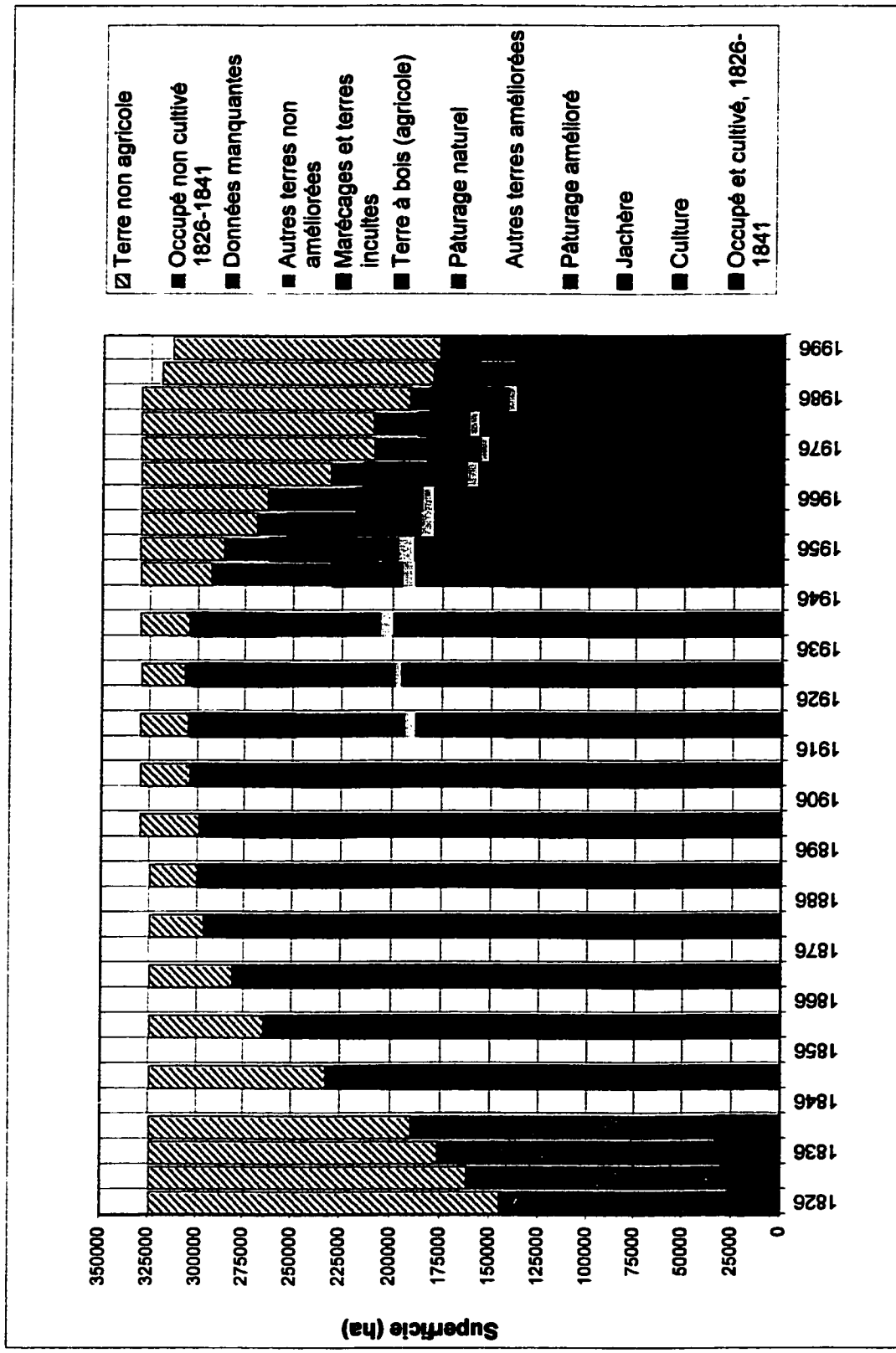


Figure 13. Évolution de l'utilisation du sol dans Stormont, Dundas et Glengarry, selon les recensements de 1826 à 1996

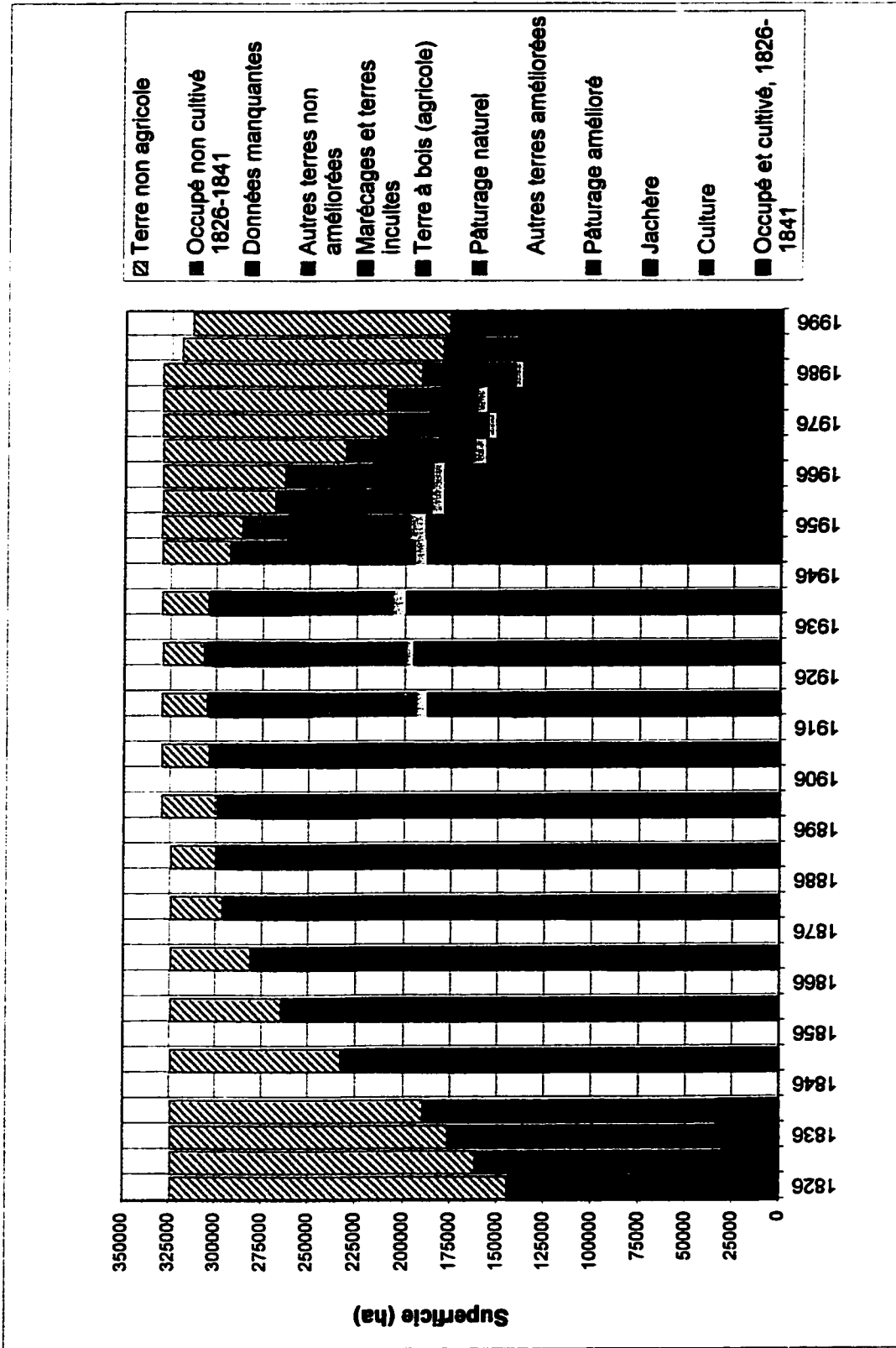


Figure 14. Interprétation de l'évolution de l'utilisation du sol dans Stormont, Dundas et Glengarry de 1826 à 1996

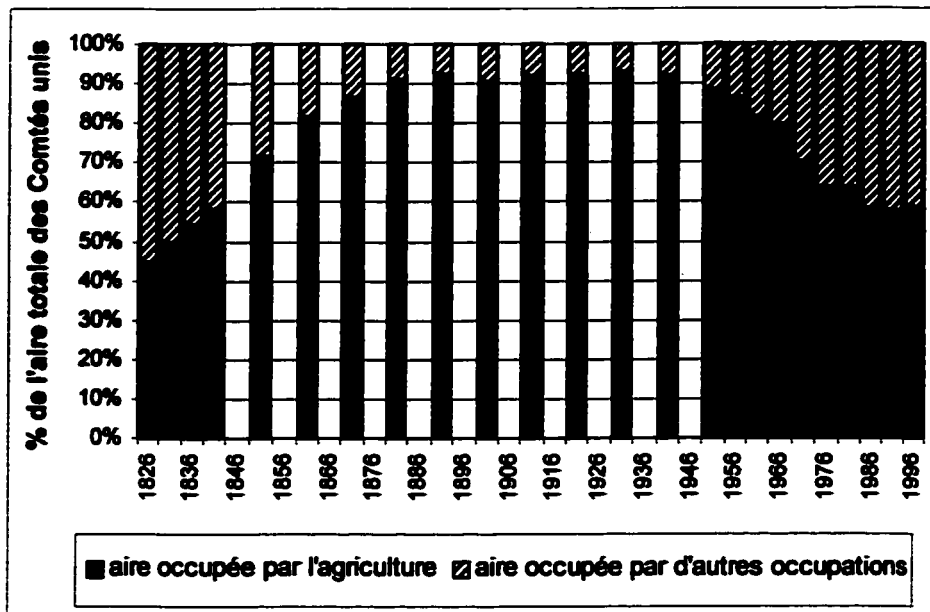


Figure 15. Évolution de l'aire consacrée à l'agriculture, Stormont, Dundas et Glengarry, 1826-1996

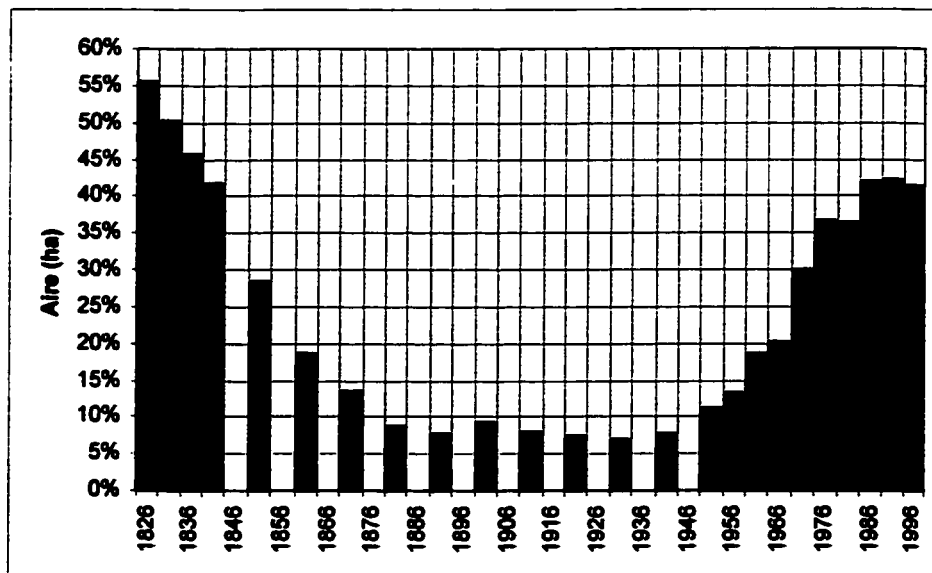


Figure 16. Évolution temporelle de la superficie non strictement agricole, incluant les terres à bois, Stormont, Dundas et Glengarry, 1826-1996

couvraient que 6.2 % en 1986. En fait cette ancienne pratique de conserver un lopin de terre spécialement pour le bois de chauffage est appelée à disparaître. Alors que l'aire agricole atteignait les plus hauts niveaux à la fin du XIX^e siècle, la production de bois

était en forte chute. Par contre, depuis 1951, alors que l'aire agricole diminue, on voit augmenter la superficie occupée par les pépinières et les plantations¹².

Le bassin est donc nettement en reboisement aujourd'hui, bien que les conditions économiques et techniques puissent inverser la tendance, comme par exemple l'intérêt pour l'éthanol produit à partir de maïs. Un fait demeure cependant pour le bassin de la rivière Raisin : alors qu'il y a un siècle, on s'orientait vers une conversion à tout prix de toutes les terres du bassin vers l'agriculture, aujourd'hui, on a compris qu'il y a certaines terres rocailleuses ou très mal drainées qu'il est inutile de tenter de convertir à un usage productif, si bien qu'il y a une part du bassin où la végétation évolue vers un état naturel.

Par ailleurs, il est intéressant de noter, d'un point de vue hydrologique, l'importance historique des moulins dans le paysage du bassin de la rivière Raisin depuis le début de l'établissement loyaliste. Il en reste d'ailleurs aujourd'hui quelques vestiges, dont le moulin de Martintown, autrefois appelé McMartins Mills. Malheureusement, les recensements ne font mention de moulins qu'entre 1826 et 1891¹³ (Figure 17). D'autres documents permettent de les localiser (Ontario Department of Energy and Resources, 1966), de la source à l'embouchure de la rivière (Figure 18), ce qui incite au constat, comme il est d'ailleurs souvent fait mention pour l'ensemble du sud de l'Ontario et du sud du Québec, qu'il serait impossible de faire fonctionner des moulins à certains de ces endroits aujourd'hui. Est-il nécessaire de préciser que ce détail historique nous incite davantage à éclaircir les changements hydrologiques et leurs causes.

C'est plus tard, à la fin de la 2^{ème} Guerre Mondiale, que vont s'amorcer de grandes transformations au niveau des pratiques agricoles, qui à leur tour vont entraîner des changements d'utilisation du sol. Il s'agit de la mécanisation, de la fertilisation par produits de synthèse et du drainage subsuperficiel, qui permettent une augmentation de la productivité agricole et la diminution de la superficie nécessaire à la production. En Ontario, on assiste à une augmentation de la croissance du nombre de tracteurs dans les fermes à partir de 1941.

¹² Marin et Marin (1982) notent que ce sont les compagnies de pâtes et papier qui ont acquis ces terres afin d'y produire un peuplier hybride à croissance rapide.

¹³ En 1901, on ne note que les établissements de produits de moulins à farine (10 pour SDG) et en 1911, les établissements industriels produisant lumière et force motrice électrique (6 pour SDG), ce qui ne permet pas de suivre la disparition des moulins sur le bassin.

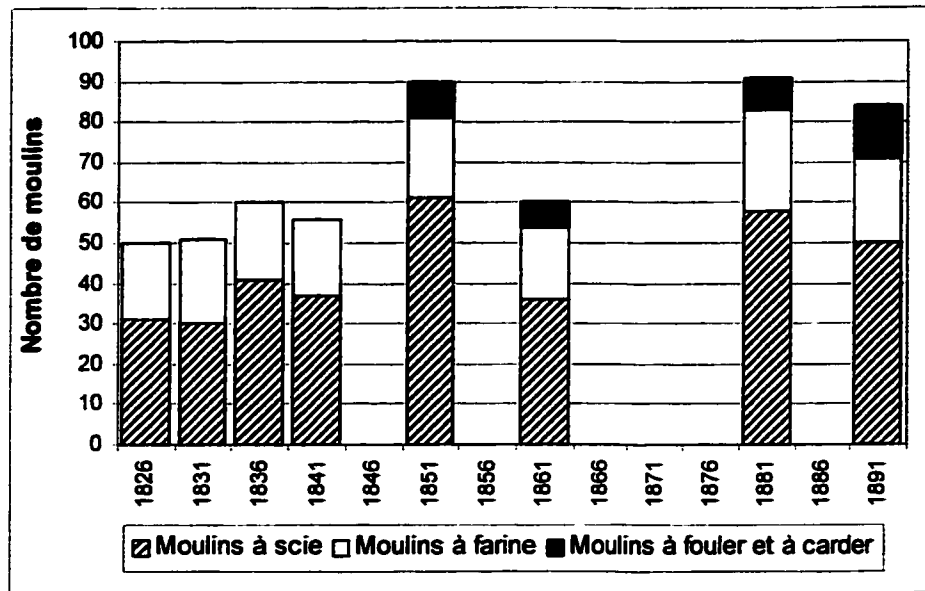


Figure 17. Évolution du nombre de moulins dans les comtés de Stormont, Dundas et Glengarry, 1826-1891, d'après les recensements

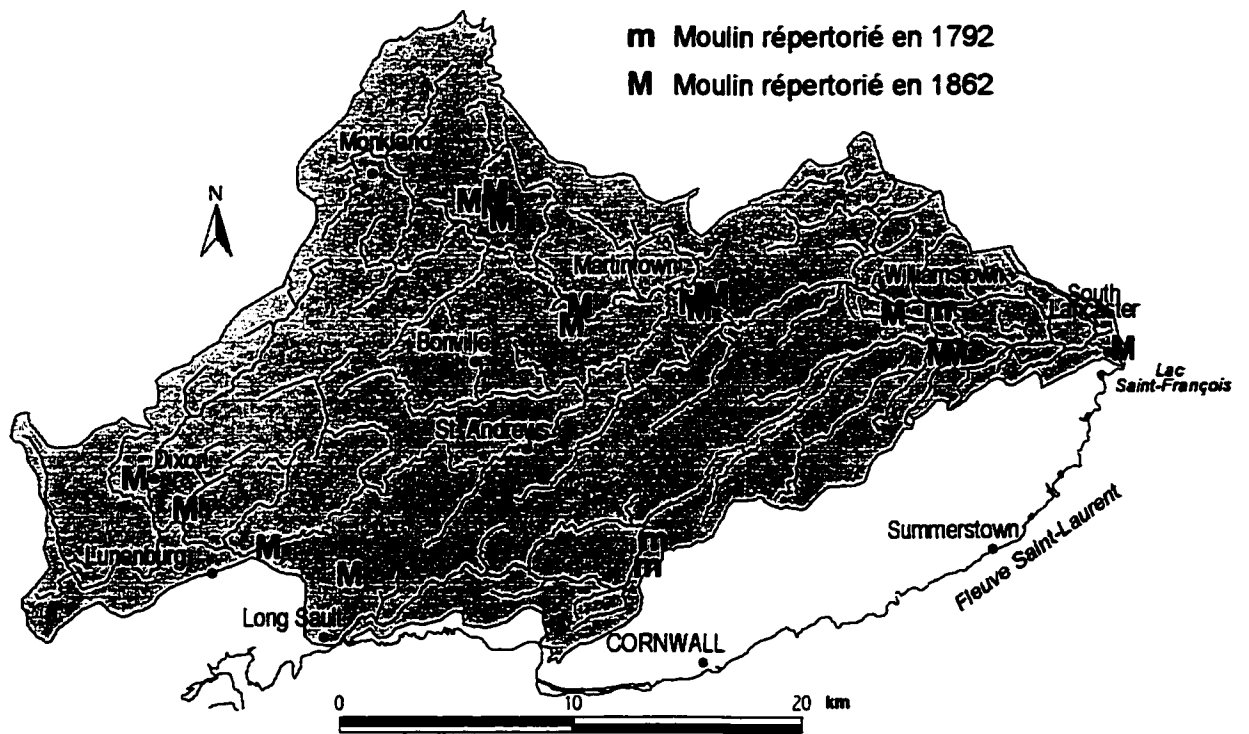


Figure 18. Localisation des moulins aux XVIII^e et XIX^e siècles (d'après Ontario Department of Energy and Resources Management, 1966)

D'une part, la machinerie nécessite des terres plus grandes et mieux drainées, d'autre part, apparaissent des variétés de maïs mieux adaptées au climat de la région – car à période de croissance plus courte – nécessitant aussi des terres bien drainées. Si le maïs a toujours été cultivé dans les Comtés-Unis, la superficie consacrée à sa culture varie d'une année à l'autre et n'a jamais été très importante, jusqu'à tout récemment. La culture du maïs-grain commence à supplanter celle de l'avoine à partir des années 1960 (Figure 19). Donc vers 1960, la limitation principale pour l'agriculture devient le faible drainage des terres, car les terres restent inondées tard au début de l'été, alors qu'il serait temps de semer. Des études réalisées par Agriculture Canada dans les années 1950, indiquent qu'environ 40 % des sols du comté de Stormont posent un problème de drainage à l'agriculture (Matthews and Richards, 1954) et près de 60 % des sols du comté de Glengarry (Matthews, Richards and Wicklund, 1957) (Figure 20). Le drainage en surface n'est pas assez efficace pour permettre l'utilisation de la machinerie ainsi que la culture du maïs dont la saison de croissance est longue.

Au début des années 1970, suite aux recommandations de ces études, encouragés par des programmes de soutien gouvernemental et peut-être aussi parce que 1972-73 est une année particulièrement humide (Marin et Marin, 1982), les agriculteurs installent graduellement un système de drainage subsuperficiel. C'est en 1972 et 1973 que l'on observe l'accélération de la mise en place du drainage, pour Glengarry et Stormont, respectivement (Figure 21). L'irrigation, qui semble nécessaire pour la culture de petits fruits, est réellement mineure dans le bassin de la rivière Raisin. En effet, alors que le recensement rapporte 1191 ha irrigués en 1991 (en fait uniquement pour Stormont), 60368 ha sont drainés dans les 3 comtés en 1986.

Le paysage agricole change alors. Il se produit une réelle réorganisation de l'utilisation des terres. Les fermes de petite taille, incapable de soutenir l'augmentation de productivité, sont abandonnées, rachetées pour la production de bois ou rachetées par des fermes de plus grande taille. Mais somme toute, la superficie totale des exploitations agricoles est en chute après 1941, et en chute accélérée entre 1966 1976, période clef pour notre étude, comme l'est la population agricole. Le nombre d'exploitations agricoles diminue aussi fortement (Figure 22).

Le pâturage, dont la superficie avait atteint son extension maximale dans la première partie du XX^e siècle, perd beaucoup d'importance. Les vergers de pommes, qui étaient si importants à la fin du XIX^e siècle, ont presque disparu. La superficie

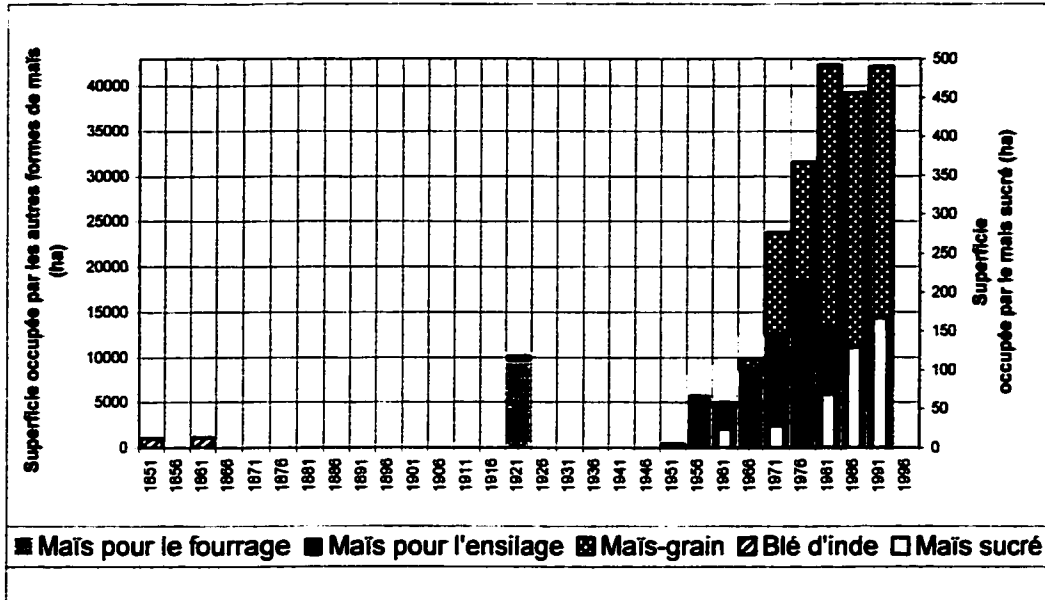


Figure 19. Évolution de la culture du maïs dans Stormont, Dundas et Glengarry¹⁴.

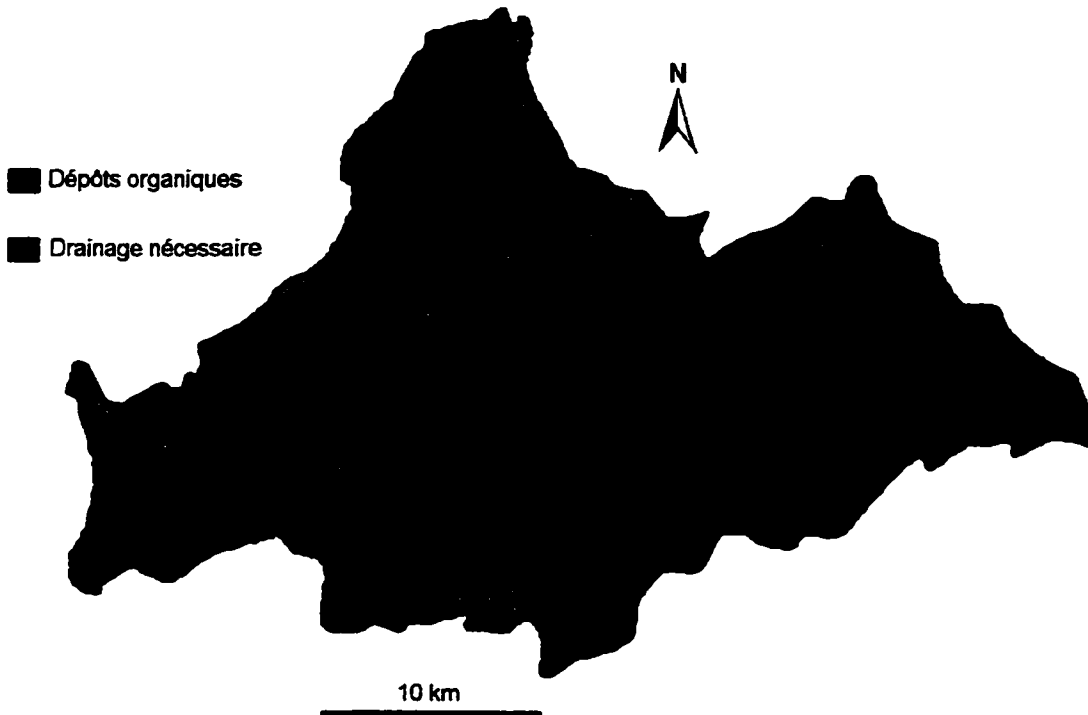


Figure 20. Région du bassin nécessitant le drainage pour la pratique de l'agriculture (d'après Matthews, BC and Richards, NR, 1954 et Matthews, BC, Richards NR and Wicklund, RE, 1957).

¹⁴ Les termes utilisés pour désigner les types de production de maïs sont exactement ceux utilisés dans les différents recensements.

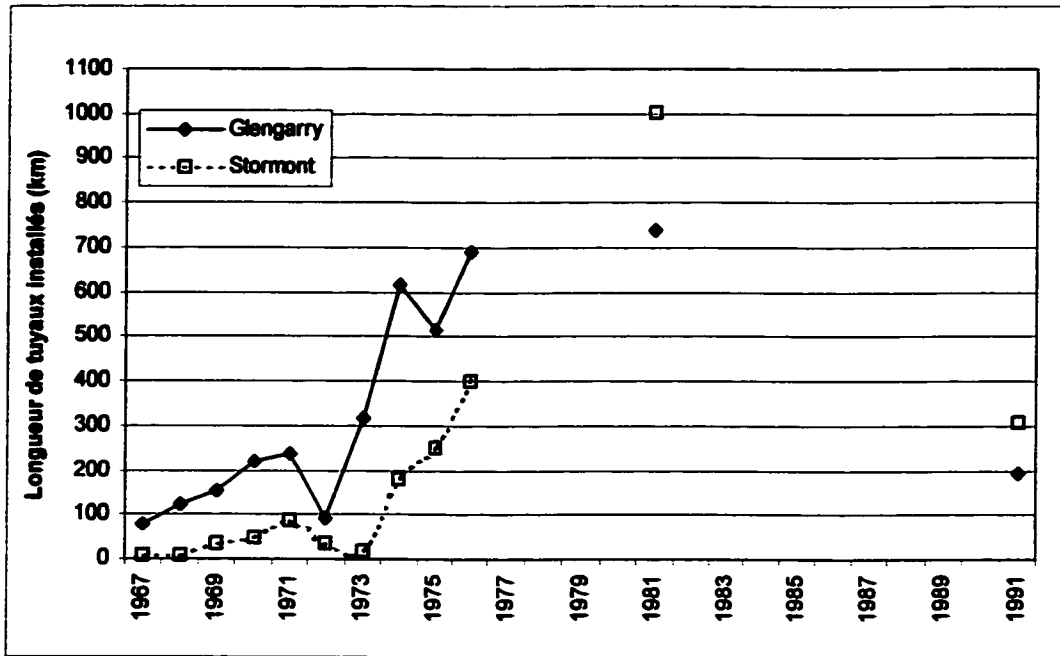


Figure 21. Implantation du drainage artificiel

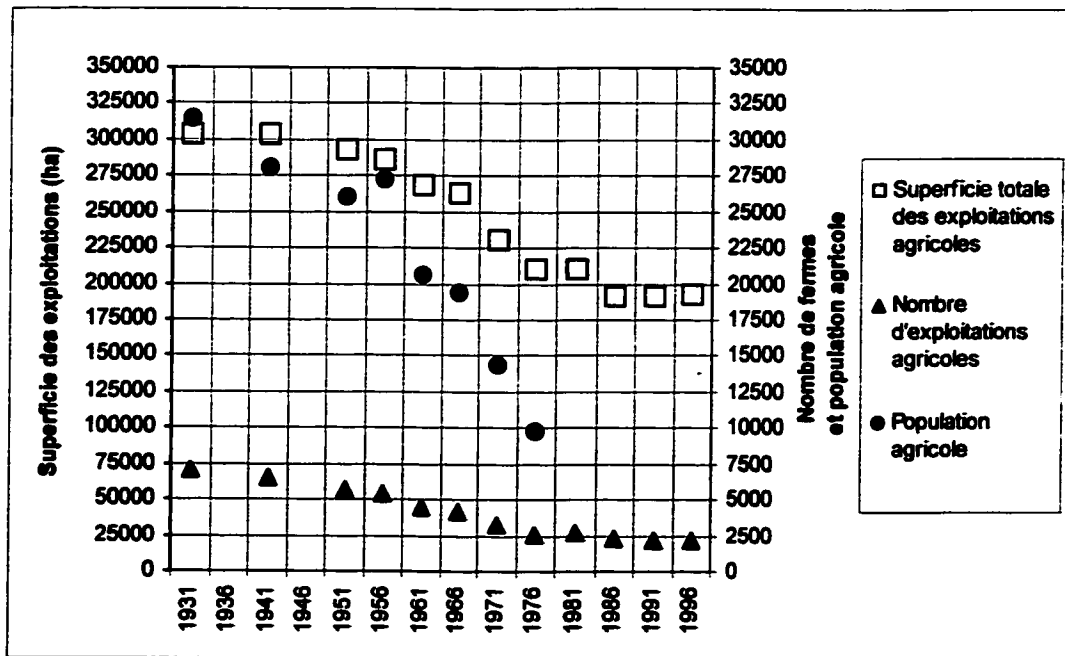


Figure 22. Évolution du monde agricole dans Stormont, Dundas et Glengarry, d'après les recensements.

agricole totale diminue mais la proportion occupée par la grande culture augmente. Si le maïs est de plus en plus important, on voit aussi apparaître de nouvelles cultures, dont le soja et la luzerne.

La tourbière de Newington n'a pas échappé à des changements d'occupation du sol. Dans un rapport datant de 1946, Leverin note qu'un des lobes de la tourbière a servi à la production de tourbe, et suggère de poursuivre l'exploitation d'un autre lobe. Déjà à cette époque aussi, la voie ferrée passe à travers la tourbière (Leverin, 1946). En périphérie aujourd'hui, on observe la culture du maïs sur le sol organique, puisque qu'une partie de la tourbière a été drainée et convertie à l'agriculture. Ailleurs sur le bassin, plusieurs marécages ont été asséchés, ne serait-ce que par l'abaissement de la nappe phréatique par le drainage subsuperficiel de terres avoisinantes.

Bien d'autres modifications au couvert du sol ont été faites à la surface du bassin. Les dépôts meubles sont importants et ont été exploités à de nombreux sites sur le bassin, comme matériaux de construction, en particulier les sables et graviers.

Tel que décrit plus haut, les caractéristiques du bassin font que l'eau s'écoule lentement ou s'accumule temporairement dans des dépressions. Non seulement la rivière sortait-elle régulièrement de son lit au printemps, mais risquait d'endommager les structures des établissements de cette population riveraine. Ces conditions hydrologiques ont toujours causé un problème aux agriculteurs car la longue période d'inondation printanière de la plaine inondable de la rivière Raisin retardait le début des travaux aux champs. C'est ainsi que des aménagements sont faits au lit et aux berges de la rivière de façon à évacuer plus rapidement l'eau des terres. Certains tronçons des cours d'eau ont été redressés, leur lit creusé par dynamitage et les sédiments du fond de la rivière, dragués à la pelle mécanique à quelques reprises, dans la branche principale et la branche Nord : « *Twice it had been cleaned, about 1900 and again in 1925. By 1981 it was again laden with silt to the point that the river bed was nearly level with the drainage ditches. Even in late summer, the land was flooded if any large amount of rain fell (...)* » (St.Andrew's Historical Society Bicentennial Committee, 1984).

Comme autre aménagement, on retrouve un déversoir à Martintown, construit en 1815 et reconstruit vers 1995 afin d'augmenter le débit de base en été en amont (Figure 3).

En plus de ces changements à l'intérieur du bassin, l'hydrologie, voire l'hydrogéologie, de la rivière Raisin ont pu être modifiées par les travaux de génie

effectués en amont et en aval du Lac St-François, dans lequel se jette la Raisin et dont Morin et al. (1994) ont fait une chronologie¹⁵. Somme toute, ces travaux ont eu pour effet de hausser le niveau du lac et de diminuer ses variations saisonnières.

À Summerstown, situé à environ 8 km à l'amont de l'embouchure de la rivière Raisin (Figure 3), les niveaux maximum et minimum sont stabilisés et haussés à partir de 1959 (Figure 23). On peut donc conclure d'une part que le niveau d'eau à l'embouchure de la rivière Raisin est stable d'une année à l'autre pour la période étudiée, et d'autre part, qu'il ne subit pas les fluctuations saisonnières que subit la Raisin¹⁶. Il reste que nous étudions le débit tel que mesuré à la station hydrométrique d'Environnement Canada située à 13 km de l'embouchure, et nous supposons donc que le niveau d'eau du Saint-Laurent n'intervient pas dans les variations observées.

On sait qu'en amont du barrage de Cornwall, en particulier à Long Sault, le niveau d'eau a été fortement haussé, puisque plusieurs localités dont l'ancien Long Sault ont été submergées à jamais.

Cela facilitera d'ailleurs la construction d'une dérivation en 1972. En effet, un canal de dérivation de l'eau du fleuve Saint-Laurent dans la branche sud de la Rivière Raisin a été creusée à Long Sault, dans le but d'augmenter le débit de base en été (Figure 3). Cette dérivation ne fonctionne donc qu'en été, généralement entre mai et novembre, mais de façon variable selon les années. Les données quotidiennes d'une station hydrométrique d'Environnement Canada enregistrées entre 1972 et 1993 (Environnement Canada, 1998) montrent la faible importance volumique de cette dérivation (Tableau 2).

Dans cette région autrefois appelée les « Sunken Townships », des dizaines de moulins ont fonctionné sur les berges de la rivière Raisin pour plus d'un siècle, le dernier s'arrêtant vers 1950. Au printemps, on a pratiqué la drave sur la rivière (St. Andrew's Historical Society Bicentennial Committee, 1984). Au début du XX^e siècle, on tirait des

¹⁵ Les premiers travaux à l'aval du lac remontent à 1779, et se poursuivent régulièrement jusqu'à la construction du canal de Beauharnois, terminé en 1960, et situé à 25 km à l'aval de l'embouchure de la rivière Raisin. À l'amont du lac, soit dans la région de l'ancien Long Sault, les premiers travaux remontent à 1834. Mais les travaux récents ont été majeurs sur l'hydrologie du fleuve : dragage et barrages, écluses et digues ont été construits entre 1954 et 1959, avec la formation du lac de réservoir, le Lac Saint-Laurent, afin de permettre la création de la voie maritime internationale du Saint-Laurent, ouverte à la circulation en 1959.

¹⁶ Il doit donc exister un certain effet sur le débit de la Raisin, mais il n'est pas connu. On peut supposer qu'il existe un refoulement des eaux du Saint-Laurent dans le chenal de la Raisin en période d'étiage de la Raisin. Par contre, il est plus délicat de spéculer sur la relation des deux chenaux lors de la crue, entre autres du fait de la différence entre la fonte des glaces.

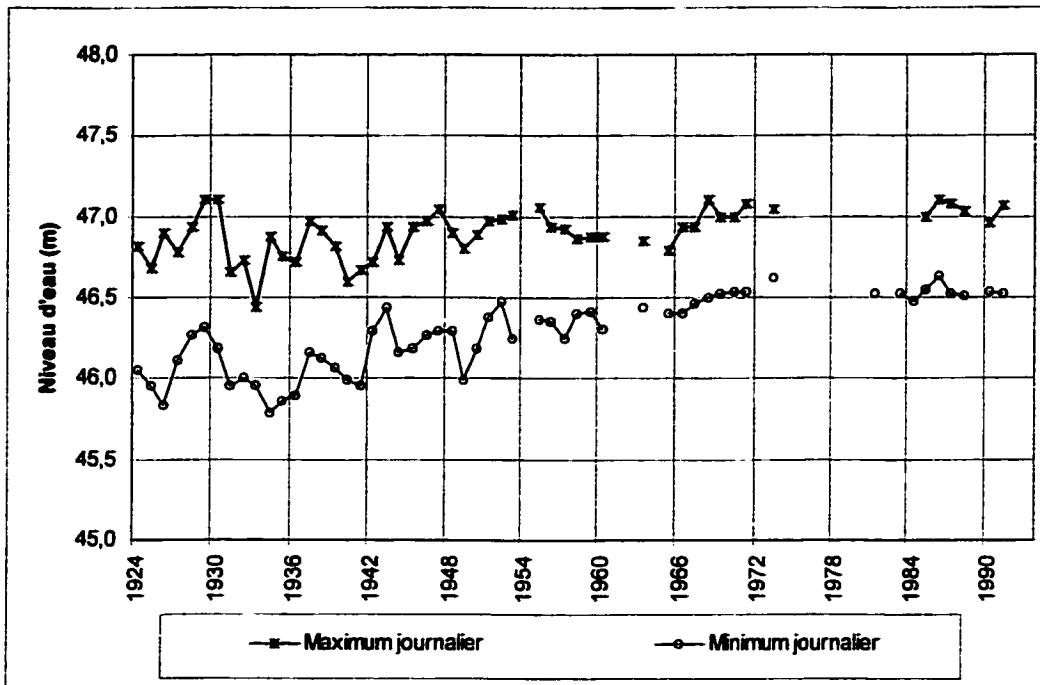


Figure 23. Niveaux d'eau à Summerstown, à 8 km à l'amont de l'embouchure de la rivière Raisin

Tableau 2. Données statistiques de la jauge 02MC009 de la Division des relevés hydrologiques d'Environnement Canada, pour la période de 1972 à 1993.

	m³/s
Débit moyen	0.17
Débit minimum	0
Débit maximum	0.80

barges jusqu'à Williamstown. Vers 1920, il y a même eu un service de transport de passagers : « Seventy years or so ago, there was a fall of only 16 inches between Aux Raisins and the St. Lawrence because it too was higher. A little passenger boat made a daily trip between Williamstown and Dundee, Qc. (...) [It] was a side-wheeler ! » (Dunlop, 1983). Dunlop (1983), résume : « Even within the memory of those who are not so very young, or yet so very old, the Aux Raisins was much larger and swifter flowing than it is now, although at times, once a year to be exact, it comes into its own and a surprising volume of water will again go through on its way to the St. Lawrence » .

Au début de l'été, l'eau était considérée comme une nuisance car trop abondante sur les terres agricoles. Le rapport de la *Raisin River Conservation Authority* note en 1966 : « From details of the past abundant flow in the water system as compared with the facts of the present shortage, some idea can be formed of the scope of these problems » (Ontario Department of Energy and Resources Management, 1966).

Qu'en est-il donc de l'influence des changements d'utilisation du sol sur le débit quotidien, et peut-on départager l'influence du climat de celle de l'occupation du sol? Voyons d'abord les conditions hydrologiques telles que révélées par une étude de terrain de 1994-1996, au cours d'un suivi de la qualité de l'eau dont le déroulement et les résultats sont détaillés au chapitre 2.

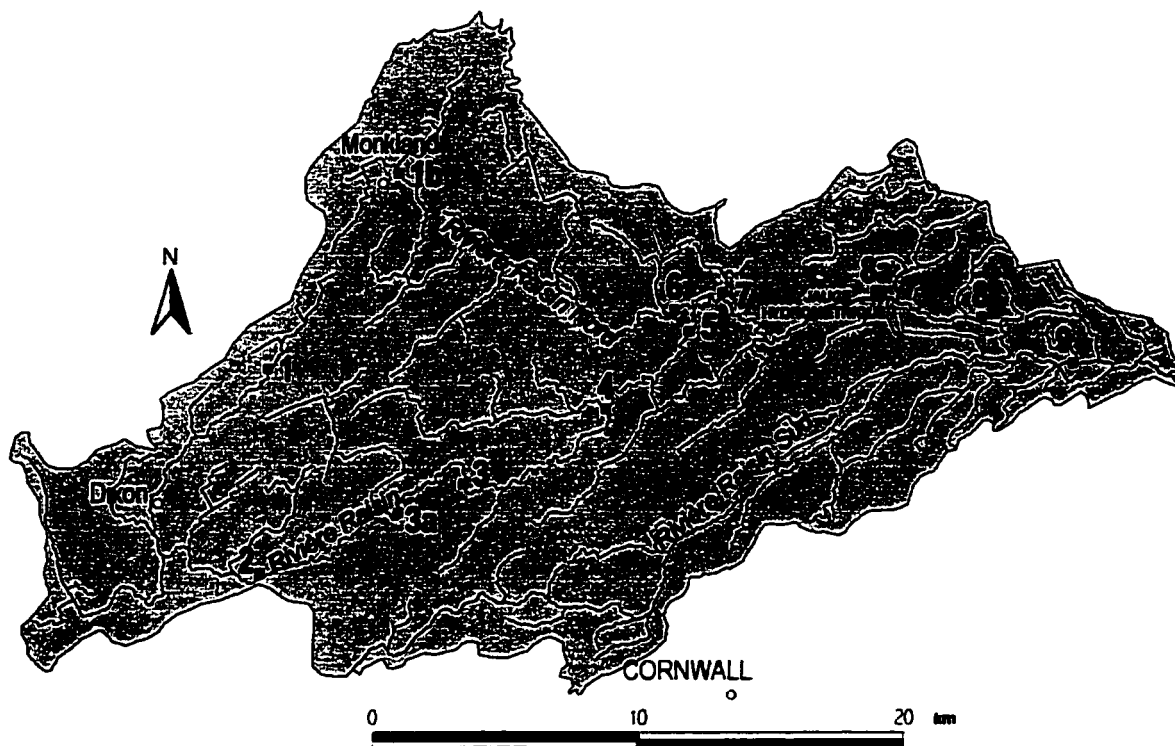
Une étude sur l'hydrologie et la qualité de l'eau de la rivière Raisin, réalisée d'avril 1994 à août 1996 (dans le cadre du projet de recherche sur l'écosystème du Saint-Laurent, subventionné par le Plan Vert d'Environnement Canada et dirigé par l'Institut de recherche sur l'environnement et l'économie (IREE) de l'Université d'Ottawa) est à l'origine du questionnement sur la dynamique du stockage dans le bassin en relation avec les changements d'utilisation du sol. En effet, alors que l'étude avait pour objectif de mettre en évidence les variations de la qualité de l'eau d'amont vers l'aval de la rivière et au cours de l'année, c'est le régime hydrologique qui est apparu déterminant pour la qualité de l'eau, en particulier l'étiage estival (Watelet and Johnson, 1999).

1. LE SUIVI DE LA QUALITÉ DE L'EAU ET DU DÉBIT

1.1 La qualité de l'eau

D'avril 1994 à octobre 1995, nous avons procédé à un suivi systématique de la qualité de l'eau par échantillonnage. Nous avons utilisé jusqu'à 12 stations d'échantillonnage le long du cours d'eau, dont 2 situés sur la Rivière Raisin Nord et 10 sur le cours d'eau principal (Figure 24). Le suivi des paramètres physiques de qualité de l'eau et l'échantillonnage de l'eau pour l'analyse de la concentration des ions principaux ont été réalisés toutes les 2 semaines durant l'été et une fois par mois durant l'hiver. L'été 1996, nous avons répété le suivi pour une analyse particulière des substances nutritives, mais cette fois avec un échantillonnage toutes les 3 semaines.

Au cours de la collecte de 1994-1995, l'eau est filtrée avec un filtre d'acétate de cellulose Sartorius de 0.45 µm dans une bouteille de 30 ml de polyéthylène transparente Nalgene. Les échantillons sont gardés au frais et à l'abri de la lumière jusqu'à l'analyse au laboratoire. Un échantillon blanc et des duplicata sont utilisés tous les 15 échantillons et deux échantillons témoins, l'un d'origine naturelle et l'autre synthétique sont utilisés tous les 10 échantillons. Les échantillons pour l'analyse des cations sont conservés avec de l'acide nitrique (HNO₃ 2 %, Analar de haute qualité) (Van Loon, 1982, APHA, AWWA, WPCF, 1995). L'analyse se fait sur le filtrat, au Laboratoire de géochimie de l'Université d'Ottawa. On utilise un spectromètre à émission atomique (ICP-AES, *Inductively Coupled Plasma - Atomic Emission Source*) pour l'analyse anionique



(Thermo Jarrell Ash Corporation, 1988) et un chromatographe à liquide à haute pression
 Figure 24. Localisation des sites d'échantillonnage

(HPLC, *High Pressure Liquid Chromatograph*) pour les cations (Dionex Corporation, 1994).

La procédure a été légèrement modifiée en 1996. L'eau puisée en vue de l'analyse de l'azote total (AT) et du phosphore total (PT) est échantillonnée dans de larges bouteilles puis filtrée au laboratoire dans des bouteilles de verre de 200 ml, à travers un filtre Sartorius de 0.45 μm . Les échantillons pour le phosphore total non filtré (PT-NF) sont puisés directement dans des bouteilles de verre de 200 ml. Des échantillons blancs et des duplicatas sont inclus dans la procédure. Les analyses sont réalisées dans un délai maximum de 2 mois au laboratoire du Centre canadien des eaux intérieures.

Les variables physiques qui caractérisent l'eau sont suivies directement sur le terrain à l'aide d'une sonde submersible Hydrolab Datasonde® de type DS3. La sonde a

4 senseurs : un thermomètre, une électrode de verre pour le pH, une électrode pour l'oxygène dissous de type Clark Cell à membrane polarographique (1-mil Teflon™) et un senseur à conductivité à cellule à 6 électrodes, à compensation automatique en fonction de la température. Des données instantanées de température, de pH, d'oxygène dissous et de conductivité spécifique sont mesurées à chaque station au même moment que l'échantillonnage. La sonde submersible est aussi utilisée pour un suivi continu des mêmes variables à la station 8a pendant 23 jours en moyenne, à une fréquence d'une lecture toutes les 2 heures pour une durée totale de 7 mois. La sonde est alors posée à même le fond du chenal. Suite à l'entretien et à l'étalonnage des senseurs au laboratoire, ceux-ci gardent leur stabilité de mesure pour une période d'environ 1 mois (Hydrolab Corporation, 1994). Le senseur de conductivité est étalonné à la fin de chaque période de sondage à l'aide d'une solution standard de KCl. Aucune algue ni aucun dépôt pouvant perturber la prise de mesure n'a été observé sur la sonde lors de sa récupération après une période de submersion.

Nous avons aussi utilisé les données historiques dont la collecte revient au ministère ontarien de l'environnement et de l'énergie qui suit la qualité de l'eau à une série de sites le long de la rivière Raisin depuis 1972 (Ontario Ministry of Environment and Energy, 1992). Ce suivi, dont la fréquence est variable, inclut des variables physiques comme la température et l'oxygène dissous et la composition chimique.

1.2 Le débit quotidien

Le débit quotidien est mesuré depuis 1961 à la station d'Environnement Canada No. 02MC001 au site 8a (Figure 24), par la méthode de la courbe de tarage (Environment Canada, 1998a).

2. RÉSULTATS DU SUIVI

D'abord, les résultats d'analyse sont étudiés d'amont en aval et au cours des saisons. Ensuite, les relations entre la qualité de l'eau et l'hydrologie sont analysées selon deux approches. La première s'intéresse à la corrélation entre les variables de la qualité de l'eau et le débit au site 8a. La seconde approche suit l'évolution de la qualité de l'eau d'après les données du suivi continu par la sonde durant l'événement de pluie orageuse le 220^e jour de 1995.

L'étude de corrélation a établi 3 tableaux de corrélation, selon la source des données de qualité de l'eau. Le premier tableau utilise les données du Ministère ontarien de l'environnement et de l'énergie (MOEE) au site 8a, mesurées tout au cours de l'année entre 1976 et 1979 et l'été 1995 (Ontario Ministry of Environment and Energy, 1992, 1995). Le second tableau utilise les données mesurées au cours de la période d'échantillonnage de notre étude en 1994 et 1995. Le troisième tableau utilise les données de l'été 1996. Les coefficients de corrélation des 3 tableaux sont comparés les uns aux autres. Si le coefficient est supérieur à 0.70 et de même signe, alors les données sont rassemblées et un nouveau coefficient global est calculé.

2.1. La qualité de l'eau

La rivière Raisin est caractérisée par une eau de couleur brun foncé, une eau dure bien tamponnée, une température élevée en été, une teneur en oxygène dissous faible en été et enfin, une eau riche en substances nutritives.

Les valeurs moyennes des variables physiques de la qualité de l'eau sont présentées au tableau 3. Au cours du suivi de 1994-1995, la température de surface s'échelonne de 0 à 32.3 °C. La sonde a permis de suivre la température sur le lit du cours d'eau (à une profondeur de 2.5m) au site 8a, au cours de l'été 1995. Celle-ci atteint son maximum à 21 °C, au cours d'un événement isolé de pluie orageuse de forte intensité le jour julien 220 (8 août). On observe une stratification de la température au site 8a. En effet, la différence maximale de température entre le fond et la surface de l'eau atteint 10 °C, la température de surface restant autour de 26 °C et la température du fond autour de 16 °C de juin à septembre (Figure 25). Cette différence témoigne du manque de brassage durant l'été, entre l'eau de la surface et celle du fond.

Tableau 3. Valeurs moyennes des variables physiques de la qualité de l'eau, tous sites confondus

Variable	Moyenne	Minimum	Maximum	Saison d'échantillonnage	Nombre d'échantillons
Température (°C)	17.36	0	32.3	1994-1995	188
Oxygène dissous (mg/l)	8.06	3.48	13.91	1994-1995	83
Conductivité spécifique (µm/cm)	415	147	567	1994-1995	83

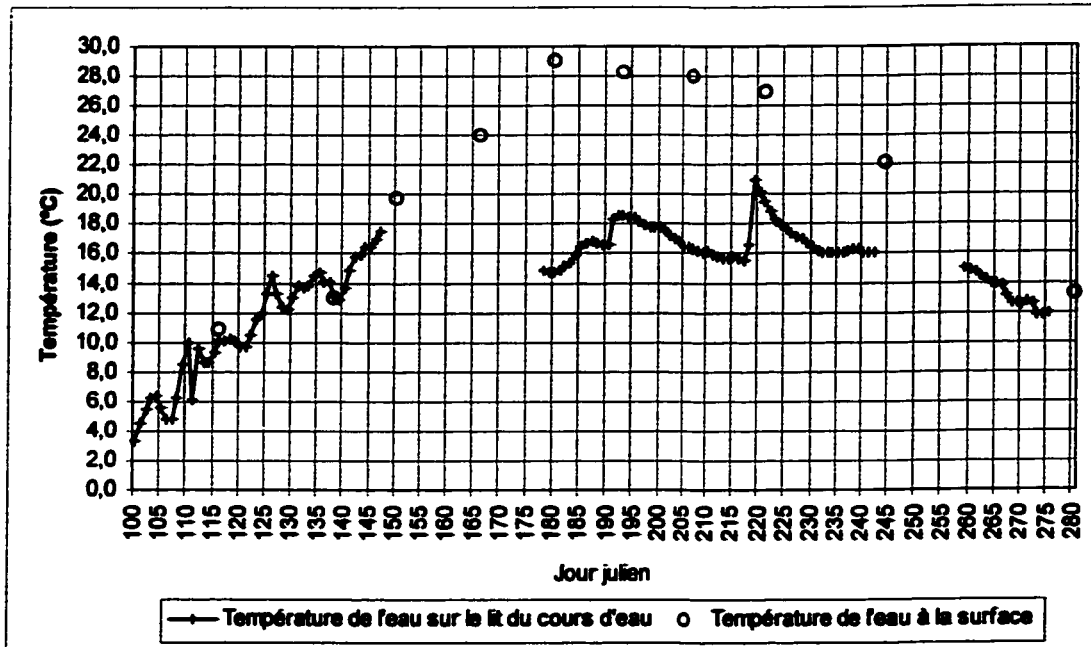


Figure 25. Comparaison des températures de l'eau de surface et de l'eau sur le lit du cours d'eau (à 2.5 m de profondeur) au site 8a en 1995

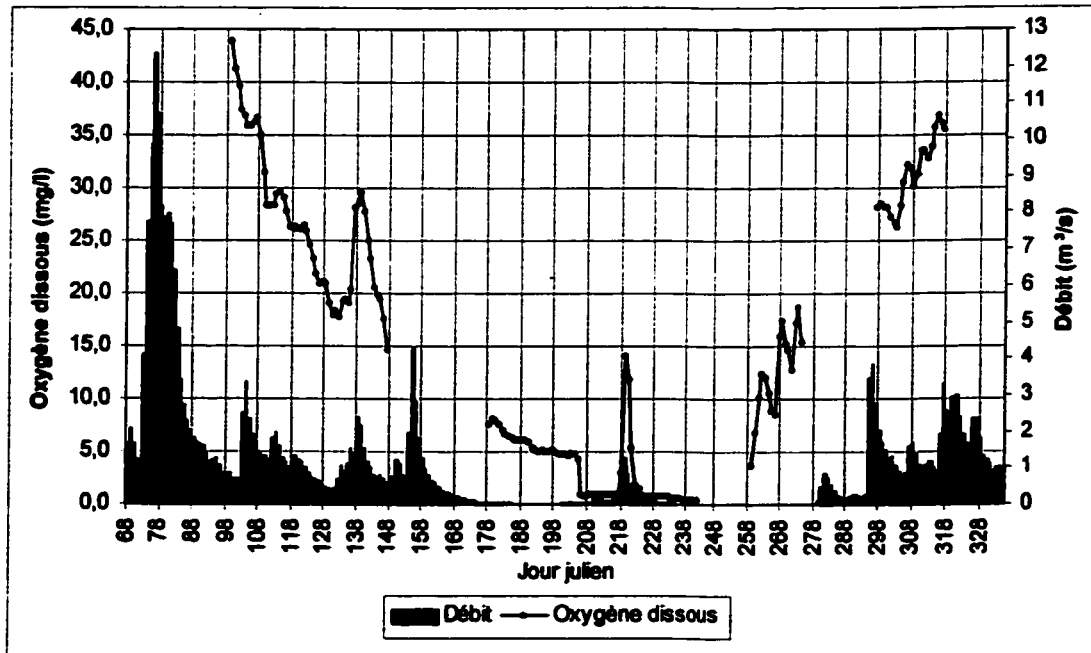


Figure 26. Variation de l'oxygène dissous sur le lit de la rivière au site 8a en 1995

La stratification de la rivière au niveau de la température s'accompagne d'une stratification de l'oxygène dissous (OD). L'eau de surface est généralement assez bien oxygénée le long du cours d'eau, la concentration en oxygène dissous variant autour de 8.06 mg/l. Par contre, l'eau profonde (à 2.5 m) n'est pas bien oxygénée en été. On retrouve moins de 0.5 mg/l d'oxygène dissous au cours du mois d'août 1995. Par contre, une averse peut augmenter OD comme cela a été observé au cours de la pluie orageuse du jour julien 220, alors que l'oxygène au fond de la rivière a dépassé 4 mg/l (Figure 26).

L'eau de la rivière Raisin est dure, exception faite de l'eau à la sortie de la tourbière Newington (site 1) où le pH moyen est presque neutre, soit de 7.32. Du site 2 au site 8a, le pH est stable autour de 8.00 et atteint son maximum de 8.21 au site 9. Pour 2 des 3 ensembles de données, le pH est négativement corrélé avec le débit ($r = -0.74$, $N = 17$). Il faut dire que si la pluie et l'eau du sol sont plutôt acides, l'eau souterraine sera basique, étant donné la nature calcaire du socle rocheux.

La conductivité spécifique moyenne observée est de 415 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Les valeurs minimum sont observées au site 1 à la sortie de la tourbière Newington. Cette valeur est une exception car le reste de la rivière a des valeurs de conductivité nettement plus élevées. La conductivité ne varie pas beaucoup avec la profondeur de chenal mais est inversement corrélée avec le débit ($r = -0.68$, $N = 48$). Le suivi de la conductivité au cours de l'événement d'orage du jour julien 220 de l'année 1995 illustre cette corrélation négative durant l'été, alors que la conductivité est plus élevée qu'au printemps et à l'automne. En effet, les eaux d'été sont plus concentrées et sont diluées par une pluie elle-même moins minéralisée. D'autre part, on observe selon des données du MOEE que la turbidité est corrélée positivement avec le débit ($r = 0.71$, $N = 33$). La concentration des ions associés aux sédiments en suspension augmentera avec l'importance du ruissellement et du débit, alors que la concentration des ions majeurs (HCO_3 , Ca, Mg et Sr) provenant du milieu géologique diminuera généralement suite à un événement de ruissellement. En particulier, le magnésium, le manganèse et le strontium sont inversement corrélés avec le débit ($r = -0.81$, $N = 15$; $r = -0.84$, $N = 8$; $r = -0.81$, $N = 15$, respectivement).

Les concentrations des constituants chimiques de l'eau de la rivière sont

résumés au tableau 4.

Les 3 scénarios possibles quant à la corrélation du débit avec les différents constituants chimiques se retrouvent lors de l'analyse des données : soit il n'y a pas de

Tableau 4. Valeurs moyennes des constituants chimiques, tous sites confondus

Variable	Moyenne	Minimum	Maximum	Saison d'échantillonnage	Nombre d'échantillons
PH	7.91	6.74	8.75	1994-1996	198
PHCO ₃ (mg/l/CO ₃)	207.85	57.98	313.76	1994-1996	1973
Ca (mg/l)	73.88	20.75	114.20	1994-1996	197
Mg (mg/l)	9.47	2.07	16.61	1994-1996	178
CO ₃ (mg/l)	23.6	12.0	58.1	Été 1996	16
Fe (µg/l)	0.142	<0.01	1.32	1994-1996	193
Zn (µg/l)	0.09	<0.01	0.64	1994-1996	193
NO ₃ (µg/l/N)	339	<100	1511	1994-1995	181
NO ₃ (µg/l/N)	190	<10	1102	Été 1996	16
NO ₂ (µg/l/N)	<100	<100	170	1994-1995	181
NO ₂ (µg/l/N)	10	<2	43	Été 1996	16
NH ₃ (µg/l)	30	<5	120	Été 1996	16
TKN ¹⁷ (µg/l)	1110	790	1780	Été 1996	16
PT-F ¹⁸ (µg/l/P)	220	<100	1060	1994-1995	172
PT-F ¹⁸ (µg/l/P)	31	9.8	74.3	Été 1996	16
PRS ¹⁹ (µg/l)	13.6	2.7	52.2	Été 1996	16
PT-NF ²⁰ (µg/l)	52.9	16.8	83.6	Été 1996	16

¹⁷ NTK est l'azote total Kjeldahl

¹⁸ PT - F est le phosphore total filtré

¹⁹ PRS est le phosphore réactif dissous

²⁰ PT - NF est le phosphore total non filtré

corrélation, soit elle est positive, soit elle est négative. Comme pour le pH, les corrélations peuvent varier en fonction de la saison.

La concentration moyenne de l'ion bicarbonate HCO_3 est de 207.85 mg/l HCO_3 . L'alcalinité est faible au printemps et à l'automne et maximum en été. L'alcalinité est la plus faible au site 1 à la sortie de la tourbière (132.9 mg/l HCO_3) et augmente rapidement aux sites 2 et 3a. L'alcalinité augmente encore vers l'aval, atteignant une moyenne de 253.8 mg/l HCO_3 à l'embouchure.

Les concentrations de calcium et le magnésium dissous montrent la même tendance que l'ion bicarbonate à augmenter vers l'aval. La concentration moyenne du calcium est de 73.88 mg/l et celle du magnésium est de 9.47 mg/l.

La concentration de carbone organique dissous (COD) est élevée et ceci explique la couleur brun foncé caractéristique de la rivière Raisin. Au cours de l'été 1996, le COD moyen est de 23.6 mg/l. Il est généralement plus élevé à la sortie de la tourbière et diminue vers l'aval.

Les concentrations de fer et d'aluminium sont élevées et elles varient généralement ensemble de l'amont à l'aval ($r = 0.68$, $N = 173$). La concentration moyenne de fer est de 0.142 mg/l et celle de l'aluminium de 0.09 mg/l. La concentration maximum est atteinte au site 3a et diminue pour se stabiliser vers l'aval. À l'occasion, les concentrations de fer et d'aluminium dépassent les teneurs recommandées par Environnement Canada pour la protection de la vie aquatique, soit de 0.3 mg/l et de 0.1 mg/l respectivement (Environnement Canada, 1987).

Les concentrations d'azote et de phosphore sont très variables en fonction du temps et d'amont en aval.

Les concentrations moyennes des trois formes de phosphore, soit le phosphore dissous, le phosphore total après filtration et le phosphore total sans filtration, montrent les mêmes variations d'amont en aval et au cours de la saison estivale. Les concentrations sont plus élevées que la moyenne aux sites 2, 3a et 9. Le phosphore dissous a une concentration moyenne de 13.6 $\mu\text{g/l P}$, le phosphore total après filtration de 31 $\mu\text{g/l P}$ et le phosphore total sans filtration de 52.9 $\mu\text{g/l P}$. La concentration de phosphore est à l'occasion supérieure à la valeur suggérée dans les normes provinciales, soit 30 $\mu\text{g/l}$ de phosphore total, afin de limiter la croissance excessive des plantes dans la rivières (Ontario Ministry of Environment and Energy, 1994).

Pour les données mesurées tout au cours de l'année, le phosphore total sans filtration et le phosphore réactif dissous sont corrélés positivement avec le débit ($r = 0.69$, $N = 32$ et $r = 0.66$, $N = 34$, respectivement). Par contre, on observe pour les données estivales une corrélation négative entre le débit et la concentration ($r = -1.00$, $N = 4$ et $r = -0.88$, $N = 4$, respectivement). L'exemple du phosphore montre que le débit affecte la qualité de l'eau mais que l'effet varie avec la nature de l'événement hydrologique, avec la source et l'acheminement de l'eau vers le cours d'eau et bien sûr, avec d'autres facteurs, en particulier les fonctions biologiques.

La concentration moyenne d'ammoniacque NH_3 est de $30 \mu\text{g/l N}$ au cours de l'été 1996. Elle est supérieure à la moyenne au site 3a et atteint son maximum au site 9 tout en demeurant sous la limite maximale acceptable pour la protection de la vie aquatique (Environment Canada, 1987).

La concentration moyenne de nitrate NO_3 est de $190 \mu\text{g/l N}$ au cours de l'été 1996. Elle est minimum au sortir de la tourbière et faible au site 3a alors que la rivière vient de s'écouler à travers des terres boisées et des sédiments organiques. Le maximum est atteint au site 8a ($467 \mu\text{g/l N}$) et la concentration demeure supérieure à la moyenne au site 9. La valeur de la concentration de nitrate est à l'occasion supérieure à la valeur de charge maximale d'azote²¹ (Vollenweider, 1968). Au cours de la saison d'échantillonnage de 1994-1995, la concentration moyenne de nitrate est de $339 \mu\text{g/l N}$, haussée en particulier par les valeurs maximums de $1511 \mu\text{g/l N}$ mesurées lors d'un événement de redoux hivernal faisant céder la glace de la rivière en janvier 1995. Ce phénomène a déjà été observé pour d'autres bassins et est attribué à l'accumulation du NO_3 des précipitations suivie d'une élution préférentielle au début de la fonte de la neige, enfin au lessivât du NO_3 du sol si celui-ci est dégelé (Jenkins et al., 1993) de même qu'au transport du NO_3 résiduel dans le profil du sol suivant la récolte (Logan, 1995).

Contrairement au phosphore, les concentrations de nitrate sont positivement corrélées avec le débit durant les étés 1995 et 1996 (mai à octobre) ($r = 0.85$, $N = 13$), en particulier juste après une perturbation au niveau du sol car NO_3 est dissous dans l'eau interstitielle du sol et peut facilement être lessivée par une pluie (Harper, 1992). La

²¹ Le rapport (N total : P total) de 1 :15 est utilisé car la détermination de la charge critique de l'azote est plus arbitraire que celle du phosphore. Cela correspondrait à une concentration limite de 450 mg/l d'azote pour éviter la croissance des algues dans les cours d'eau.

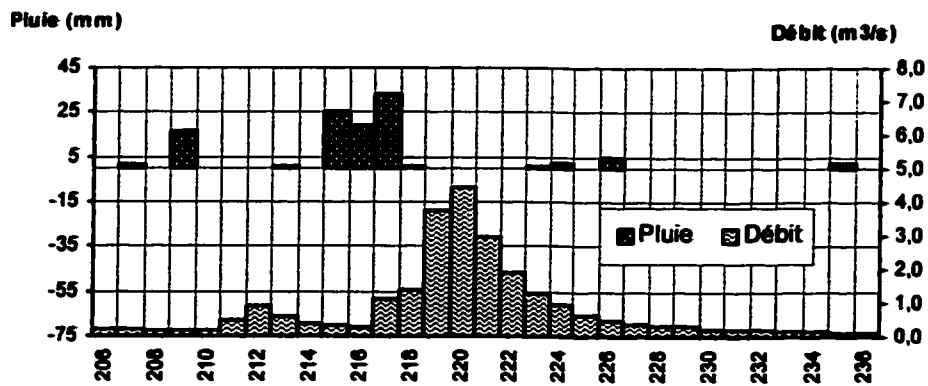


Figure 27. Réaction du débit à l'événement de pluie

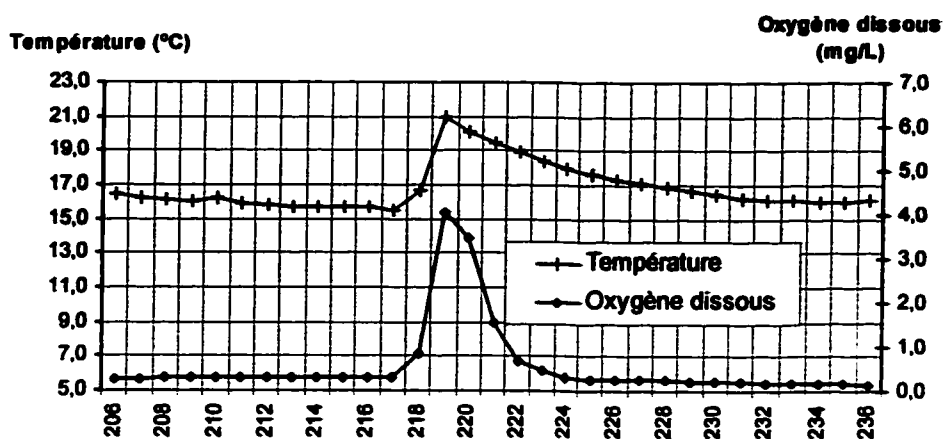


Figure 28. Effet d'un événement de pluie pendant l'étiage sur la température et l'oxygène dissous

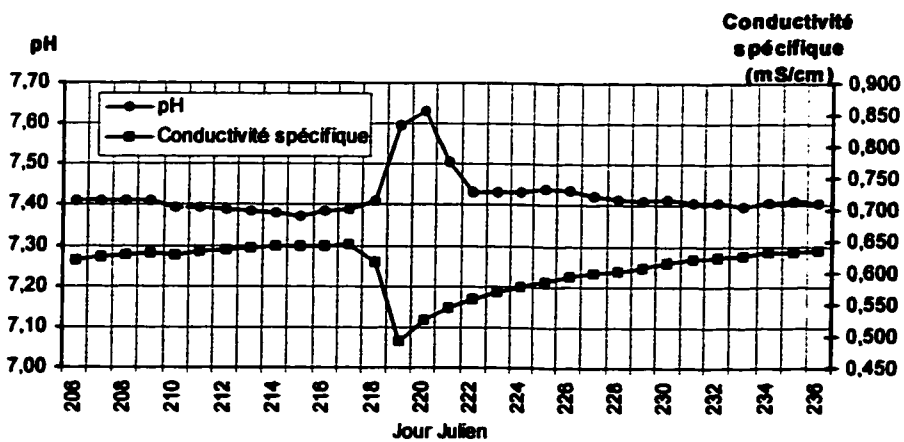


Figure 29. Effet d'un événement de pluie pendant l'étiage sur le pH et la conductivité

concentration du NO_3 sera donc augmentée par l'importance du ruissellement, comme on le vérifie suite à l'événement d'averse du jour julien 220, 1995.

Le suivi de la qualité de l'eau pendant un événement de pluie orageuse est très révélateur de la dynamique entre l'hydrologie et la qualité de l'eau. En effet, en plein milieu d'une période sèche, à partir du jour juliens 216 (Figure 26), un événement de pluie intense (77 mm en 3 jours) produit une forte et rapide hausse du débit à la station 8a, qui passe de 0.28 à 4.44 m^3/s entre le jour julien 216 et le jour julien 220 (du 4 au 8 août) 1995 (Figure 27). La sonde à multiples électrodes, autonome et submergée à 2.5 m, a suivi les changements de qualité de l'eau pendant la hausse de débit, à une fréquence d'une mesure toutes les 2 heures. On fait ensuite la moyenne quotidienne de ces données. Toutes les variables mesurées montrent une forte réaction à l'augmentation du débit.

La température augmente de plus de 5 °C en 2 jours et il faut 17 jours pour revenir à la température de l'eau avant l'événement. En même temps, l'oxygène dissous passe de 0.27 à 4.06 mg/l en 2 jours, et retombe aux valeurs d'avant l'événement en 5 jours (Figure 28). Le pH augmente de 7.39 à 7.63 en 3 jours et revient à la valeur initiale en 2 jours. Enfin, la conductivité diminue de 645 à 490 $\mu\text{S}/\text{cm}$ en 2 jours et il faut 17 jours pour remonter à la valeur d'avant l'événement (Figure 29).

2.2. Les conditions hydrologiques

Durant ces 3 années, il a été possible de constater une période d'étiage sévère. En septembre 1995, nous avons observé le lit du chenal principal à sec (la largeur du chenal est de 10.5 m), à Lunenburg (Figure 3), à 18 km de la source. Durant cette même période, l'écoulement dans la branche principale de la rivière s'est arrêté quelques jours derrière le déversoir de Martintown (Figure 3), le niveau d'eau étant insuffisant pour passer la structure. D'après Pilon (1995), une situation semblable s'était déjà produite les 14, 15 et 16 août 1991. Si en août 1991, la rivière s'est littéralement arrêtée de couler, comme on peut le constater dans les données hydrométriques recueillies à la station d'Environnement Canada située à 8.5 km en aval du déversoir (débit de 0.000A²² m^3/s et 0.000E²³ m^3/s , Environment Canada, 1998a), on note en 1995 un débit extrêmement faible pendant une très longue période. En effet, le débit est

²² A signifie que la donnée provient d'une jauge à opération manuelle

²³ E signifie que la donnée est une estimation

inférieur à 50 l/s durant 38 jours consécutifs, (28 août – 5 octobre) dans un chenal d'une largeur de 27 m. Une analyse de fréquence indique qu'un débit minimum de 80 l/s se produit 1 fois sur 2, et qu'un débit aussi faible que 3 l/s se produit 1 fois sur 20.

L'intensité de l'étiage suit dans le temps une succession de conditions météorologiques qui lui sont propices. Si on remonte à juin 1995, on note une sécheresse pédologique qui inquiètent les agriculteurs de l'Est de l'Ontario à cause de la menace qu'elle représente sur leurs jeunes pousses (Jessa, 1995). Les conditions qui ont mené à cette sécheresse remontent elles-mêmes au début de l'année. En effet, il y a eu une crue subite entre le 17 et le 28 janvier, puis une seconde crue en temps normal soit à la mi-mars. Chaque crue a été de faible intensité par rapport à la moyenne (environ 40 m³/s au lieu d'une valeur moyenne de 75 m³/s), puisqu'une partie seulement du couvert neigeux a fondu durant chaque événement de fonte. Mais le redoux de janvier a été assez intense que pour faire céder la glace sur la rivière. Ensuite le début de l'été a été chaud et sec. Il a eu 49.5 mm de pluie totale en juin (alors que la moyenne pour juin est de 82 mm) (Environnement Canada, 1998b), 24 jours sans pluie à l'exception de 0.5 mm, du 12 juin au 5 juillet.

3. CONSÉQUENCES DE L'ÉTIAGE SUR LE MILIEU AQUATIQUE

3.1 L'étiage et les variables physiques de qualité de l'eau

Une température de l'eau de surface supérieure à 30 °C fin juin et en juillet provient de l'absence d'ombre sur le chenal suite à la destruction de la végétation ripicole afin d'étendre les champs jusqu'à la berge du cours d'eau. Elle se produit aussi en raison de la faiblesse du courant, du long temps de résidence et de la faible profondeur du chenal (moins de 1 m en moyenne). L'augmentation de la température suite à l'événement d'averse au jour julien 220 en 1995, montre que l'importance du ruissellement en été favorise aussi une température élevée de l'eau dans la rivière, contrairement à la recharge par l'eau souterraine qui refroidit l'eau de la rivière, à cause de son séjour dans le sol.

D'autre part, l'étiage augmente la concentration des substances dissoutes associées à milieu géologique du bassin. Ceci ne pose cependant pas de problème au

milieu aquatique.

De même, si le pH est parfois élevé, il est exceptionnel qu'il dépasse la norme pour la protection de la vie aquatique.

Par contre, on observe que le cours d'eau est pauvrement oxygéné en été, en particulier en profondeur. Une concentration d'oxygène dissous inférieure à 4 mg/l est insuffisante pour maintenir la biodiversité dans les milieux aquatiques en eau tiède (Environment Canada, 1987). De même, cela a des conséquences sur les cycles biogéochimiques de l'azote et du phosphore, alors que l'anoxie résulte en la perte de nitrate par dénitrification et en la charge interne de phosphore.

Ces problèmes sont, non pas causés, mais accentués par la faiblesse du débit estival (Watelet et Johnson, 1999).

3.2 L'étiage et la dynamique des substances nutritives

Par l'intermédiaire de leur influence sur la teneur en oxygène dissous, les conditions hydrologiques durant l'étiage ont un impact sur la dynamique des substances nutritives dans la rivière Raisin.

En effet, la réoxygénation du cours d'eau dépend directement de la vitesse du courant et est inversement proportionnelle à la profondeur du chenal (Tchobanoglous and Schroeder, 1985). En été, bien que la faible profondeur de l'eau favorise l'oxygénation du cours d'eau, par contre, la faible vitesse du courant a l'effet inverse. D'autre part, là où la profondeur du chenal est suffisante (au moins 2.5 m) ou bien là où les conditions de recharge par l'eau souterraine le provoquent, il existe une stratification de l'eau pour la température qui témoigne de l'absence de brassage entre l'eau tiède de surface et l'eau fraîche mais peu oxygénée du fond du cours d'eau. Enfin, il existe une combinaison de facteurs qu'il reste à étudier, qui sont ensemble responsables de l'anoxie mesurée sur le lit du chenal en été. Notamment, l'effet de la couleur sombre de l'eau résultant de la concentration élevée de COD qui contribue à la stratification de l'eau de la rivière.

La charge interne de phosphore est la libération du phosphore des sédiments en association avec la réduction du fer (Einsele, 1938 dans Mortimer, 1941) et se produit à l'interface sédiment – eau, en conditions anoxiques. Lorsque le brassage des eaux permet ensuite au phosphore d'être disponible à la surface de l'eau, on peut observer une augmentation de la croissance des algues et des macrophytes, car leur production

est une réponse immédiate à l'augmentation de l'apport nutritif (Vollenweider, 1968).

3.3 Conséquences au niveau de la composition chimique de l'eau

La composition chimique de l'eau dépend aussi en partie des conditions hydrologiques. L'échantillonnage bimensuel de l'eau pour fin d'analyse de composition ionique a permis d'observer que la concentration de certains éléments varie à la suite d'événements hydrologiques. Ainsi, la plus grande concentration de nitrate apparaît avec le début de la fonte de la neige. C'est aussi souvent dans ces eaux printanières acides que l'on retrouve une augmentation de la concentration de fer et d'aluminium plus solubles lorsque le pH est faible. En été, on constate une augmentation de la concentration d'ions tels le calcium, le magnésium, qui proviennent de l'eau souterraine.

4. EFFETS D'UNE PLUIE ORAGEUSE EN PÉRIODE D'ÉTIAGE SUR LA QUALITÉ DE L'EAU

Le suivi horaire des variables physiques de qualité de l'eau a permis de suivre l'évolution de la température, du pH, de la conductivité spécifique et de l'oxygène dissous au cours d'une crue estivale. Si l'événement hydrologique était intense (Figure 26 et 27 à 29), il en est de même pour les changements de qualité de l'eau qu'il a provoqués.

La température de l'eau de la rivière augmente suite à cet événement parce que le taux de ruissellement est élevé. En effet, l'intensité de la pluie et la sécheresse du sol lors de l'événement de pluie font que le taux d'infiltration dans le sol est faible. L'eau qui cause l'augmentation du débit a préalablement ruisselé sur le sol foncé et chaud du bassin et s'est donc réchauffée avant de se retrouver dans la rivière. Au cours du ruissellement, la résistance du sol à l'écoulement augmente l'échange avec l'atmosphère et oxygène l'eau avant son arrivée dans la rivière. Quant à la conductivité spécifique de l'eau de la rivière suite à l'événement, celle-ci est abaissée car l'eau qui arrive à la rivière est largement de l'eau de pluie, moins minéralisée et qui n'a pas séjourné dans le sol ou au contact de la roche. Par contre, l'eau dans la rivière provient du débit de base assuré par l'eau souterraine pendant l'étiage. Cette eau est donc davantage minéralisée, ce qui explique la valeur élevée de la conductivité avant l'événement d'averse. Enfin, le pH augmente légèrement pendant l'événement.

En conclusion, les relations entre hydrologie et qualité de l'eau sont complexes et variables. Il est certain que l'un influence l'autre car à toutes les étapes du cycle hydrologique, l'eau traverse différents milieux à des vitesses variables, au contact desquels s'ajuste sa qualité.

Le suivi de la concentration des constituants chimiques de l'eau au cours d'événements hydrologiques montre que la qualité de l'eau dépend de la nature de l'événement, de la source de l'eau et de son acheminement dans le bassin jusqu'à la rivière. Les caractéristiques de la fonte de neige, l'importance relative du ruissellement et de l'infiltration, l'intensité d'une averse, les conditions hydrologiques antécédentes à un événement de pluie, enfin la sévérité de l'étiage, ont tous une incidence particulière sur la qualité de l'eau²⁴.

Les exercices de simulations réalisés par la présente étude sur l'impact des récents changements d'utilisation du sol sur les conditions hydrologiques devraient apporter un éclairage sur la relation entre la variabilité des événements hydrologiques et l'utilisation du sol, ce qui permettra de mieux comprendre la qualité de l'eau.

²⁴ C'est d'ailleurs pour cela que certains ont tenté la séparation de l'hydrogramme de crue sur la base de la qualité de l'eau. En effet, lorsqu'on étudie un hydrogramme simple, on sait que l'eau d'une même crue provient de différents milieux au contact desquels elle a séjourné plus ou moins longtemps (atmosphère, surface du sol, zone non-saturée, zone saturée, végétation, lac, tourbière, rivière). Toutes ces eaux se mélangent éventuellement pour produire une qualité d'eau à la fois dynamique, en interaction avec l'activité biologique, mais aussi relativement stable car dans la rivière Raisin, les réactions sont contrôlées d'une part, par l'équilibre carbonaté et son effet tampon, et d'autre part, par les cycles biogéochimiques qui font que les substances se déplacent dans l'écosystème.

1. LA QUESTION

C'est suite à l'observation de l'intensité de l'étiage en été, en particulier en 1995, que nous nous sommes demandé si, d'une part, les conditions hydrologiques estivales avaient toujours été si extrêmes, et d'autre part, si dans un avenir proche, il se pourrait qu'on assiste au passage d'un cours d'eau à écoulement pérenne à un cours d'eau à écoulement saisonnier, advenant un léger changement au bilan hydrique, soit provoqué par un changement d'utilisation du sol, soit par un changement climatique, ou plus probablement par une combinaison des deux. Ceci a été observé par Schindler dans le Nord-Ouest de l'Ontario, mais pour des ruisseaux de premier ordre (Schindler, 1996).

Si cette perspective apparaît en contradiction avec l'histoire populaire de la rivière Raisin qui nous fait part d'une époque où il y avait beaucoup plus d'eau, aujourd'hui, le bassin a subi des aménagements afin d'évacuer l'eau plus rapidement des terres : fossés de drainage, drainage artificiel, dragage du chenal, drainage de la tourbière, de façon à faciliter le développement de l'agriculture qui est le pilier de l'économie régionale.

Puisque la pratique de l'agriculture a nécessité la modification de certaines caractéristiques hydrologiques du bassin, c'est donc vers celle-ci que nous nous tournons pour tenter de comprendre l'état hydrologique actuel de la rivière Raisin. Si les activités humaines prélèvent peu d'eau directement de la rivière Raisin, d'autres activités peuvent mettre en péril la recharge de la rivière en période sèche, en particulier les changements d'utilisation du sol.

Au-delà des aménagements faits au chenal, les changements d'utilisation du sol ont-ils aussi joué un rôle dans les conditions hydrologiques, en particulier dans l'étiage aigu? La grande culture peut-elle avoir favorisé une diminution de la mise en réserve de l'eau, qui résulterait en un étiage sévère?

Le rapport de la *Raisin River Conservation Authority* (Ontario Department of Energy and Resources Management, 1966) indique qu'il y a eu dans le passé plusieurs années sèches – en particulier au début des années 1960 – et que la rivière a ressemblé plus d'une fois à une série linéaire de petits bassins, mais que cela n'a pas toujours été le cas. Le problème n'est donc peut-être pas seulement relié à des conditions météorologiques propices à la sécheresse, mais aussi à la capacité de stockage de

l'eau dans le bassin.

L'étiage sévère observé en août 1995 (annexe 1) semble indiquer que la recharge de la rivière par la nappe phréatique n'est pas suffisante pour assurer ce qui est appelé le débit réservé, c'est-à-dire le débit minimum « écologiquement acceptable » . Ce débit est défini en fonction de « *minimums vitaux* nécessaires au maintien des fonctions caractéristiques des diverses unités de l'hydrosystème [fonctions piscicole, ripisylve etc.] » (Petts et Amoros, 1993).

Celui-ci n'a pas été établi pour la rivière Raisin, mais puisque la rivière s'arrête de couler, il est sûr que le débit réservé ne peut pas être respecté. Cette notion de débit réservé a été conçue dans le but d'établir une limite de l'utilisation de l'eau d'une rivière afin qu'il y en ait un débit suffisant pour ne pas menacer certaines activités biologiques, majeures ou choisies, qui caractérisent l'écologie du cours d'eau. Il est à noter qu'il ne s'agit pas ici du cours d'eau *stricto sensu*, mais du cours d'eau au sein de l'écosystème terrestro-aquatique, séparé par une zone très active biologiquement : l'écotone terrestro-aquatique²⁵.

Il serait utile de parer à cette éventualité, par exemple en favorisant, dans le plan de gestion du bassin, une utilisation potentiellement favorable à l'atteinte du débit réservé.

Les données et les techniques sont disponibles aujourd'hui pour simuler l'impact de l'utilisation du sol et des conditions météorologiques sur l'humidité du sol au cours d'une année hydrologique. Il s'agit donc de vérifier si les changements récents d'utilisation du sol peuvent être responsables d'une diminution de la mise en réserve de l'eau dans le bassin et de la faible recharge de la rivière en période d'étiage, dans le contexte des fluctuations climatiques réelles.

Par contre, il n'existe pas d'enregistrement de données d'humidité du sol pour la période étudiée, si bien qu'une part de l'analyse sera relative.

²⁵ D'après Petts (1990) : « the land-water ecotone is the transitional zone between primary lotic or lentic systems and the adjacent terrestrial system. (...) Land-water ecotones are influenced to a greater or lesser degree by four types of disturbance: inundation, desiccation, sedimentation, and erosion. » .

2. PRÉSENTATION DES NOTIONS CLEFS

2.1 Occupation du sol et utilisation du sol

Les termes « Occupation du sol » et « Utilisation du sol » représentent une réalité différente sur une parcelle de terre. L'occupation du sol correspond au couvert physique du sol, alors que l'utilisation du sol correspond à l'usage que font les humains de ce couvert de terrain. Par exemple, on pourrait caractériser un boisé par une occupation forestière du sol, ou alors par son utilisation récréative ou commerciale (Meyer and Turner II, 1994). Or aucun terme ne caractérise le sujet de notre étude. En effet, dans un bassin-versant, une partie du couvert physique provient d'une utilisation humaine (urbain, cultures), une autre provient simplement de son état sauvage (forêt non exploitée). Enfin, le même couvert peut être à la fois un couvert physique et correspondre à une utilisation par les humains (la tourbière ou la forêt, en partie exploitée).

Cependant, la perspective que nous adoptons dans le cadre de cette étude en est une de changement d'occupation du sol à la suite de la volonté humaine. Il s'agit donc là d'un changement d'utilisation du sol. Même un retour à l'état sauvage est un changement d'utilisation du sol, puisque qu'il provient de l'abandon de la terre par l'activité humaine. Au contraire, un changement d'occupation du sol doit se produire à la suite d'une perturbation d'origine naturelle (par exemple, un feu de forêt d'origine naturelle), ce dont nous ne tenons pas compte ici.

Le terme changement d'utilisation du sol regroupe un éventail de changements possibles, allant d'un léger changement à un changement extrême, d'un changement lent à un changement rapide, comme le révèle cette nuance de Meyer and Turner II (1994) : « Land-use change may involve either a shift to a different use or an intensification of the existing one ». Dans le cas présent, seuls les changements qui impliquent un changement au niveau du couvert de sol seront retenus.

2.2 Le stockage

En s'inspirant de Lambert (1996) et de Wilby et Gibert (1994), on définit le stockage (ou réserves) comme l'eau dont l'écoulement à un moment donné est ralenti, l'eau qui n'est pas injectée dans le réseau hydrographique ou dans l'atmosphère mais le sera plus ou moins vite (quelques heures, quelques millénaires). Les réserves logent dans:

- les zones d'interception de l'eau, qui se situent à la surface du sol (eau solide, lac, terre humide)
- le sol (milieu non-saturé)
- le milieu souterrain, sous forme de nappes plus ou moins profondes (milieu saturé)
- la végétation

Plus en détail, il existe une multitude de lieux d'entreposage : « *soil storage, surface depression storage, shallow aquifer storage, deep aquifer storage, vegetation storage, snow storage, lake/pond storage, wetland/bog storage, bank storage, channel storage* » .

« The term "storage" often connotes a static situation, but in reality water is always moving through each control volume. In fact, it can be said that *water in the hydrologic cycle is always in motion and always in storage* » (Dingman, 1994).

Le stockage peut être compris comme étant le processus de mise en réserve, tout autant que comme le volume d'eau entreposé. Pourtant, le stockage n'est pas tant un processus en lui-même que le bilan des autres processus, soit l'infiltration, l'évapotranspiration et les écoulements. Suite à ces processus, il résulte qu'une partie de l'eau séjourne de façon prolongée dans le bassin, ce qui consiste en le stockage.

Le stockage est donc le bilan d'une multitude de processus, ayant pour résultat l'accumulation temporaire de l'eau provenant de la pluie ou de la fonte de la neige car le taux d'écoulement hors de la zone de stockage est inférieur au taux d'écoulement vers la zone de stockage. La complexité du concept provient du fait que chacune des zones de stockage a, d'une part, des taux d'écoulement qui lui sont propres et d'autre part, des taux d'écoulement qui sont variables dans l'espace et le temps. Il s'agit donc du bilan d'une série de flux aux taux variables qu'il est difficile d'évaluer.

Nous nous intéressons au stockage dans le sol, à la fois au volume d'eau et au processus. En effet, nous étudierons à la fois la teneur en eau du sol et la variation de cette teneur dans le temps, donc la façon dont le bilan des processus peut changer dans le temps, en fonction des utilisations du sol.

L'humidité du sol est donc l'eau qui séjourne dans le sol superficiel, qui percole jusqu'à la nappe phréatique, qui est transpirée et qui s'évapore. Dans le cas qui nous

intéresse, nous considérerons 3 couches de sol²⁶.

2.3 Le débit de base

Le débit de base est le débit de la rivière en l'absence de ruissellement, alors que l'effet des pluies ne se fait plus sentir, quand l'évapotranspiration est plus importante que les pluies ou quand la température retient l'eau sur le sol sous forme de neige et de glace. Dans tous ces cas, il n'y a que l'eau de pluie préalablement infiltrée plus ou moins en profondeur pour assurer le débit dans la rivière. D'après Hall (1968) et Singh (1968), on définit l'écoulement de base comme étant l'écoulement net, provenant du stockage de l'eau en milieu souterrain et en d'autres milieux où l'eau a été temporairement retenue, vers la rivière. L'écoulement de base se caractérise par la faible vitesse de son écoulement : « water that enters streams promptly in response to individual water input events (rain and/or snowmelt) is called *event flow*, *direct flow*, *storm flow* or *quick flow*. This is distinguished from *base flow*, which is water that enters from persistent, slowly varying sources and maintains streamflow between water-input events (...). It is usually assumed that most, if not all, baseflow is supplied by groundwater circulation in the drainage basin (...) however, streamflow between water-input events can also derive from drainage of lakes or wetlands, or even from the slow drainage of relatively thin soils on upland hillslopes » (Hewlett and Hibbert, 1963).

D'après Hall (1968): « *The diversity of names hydrologists have applied to base flow is an indication of the variety of their interest in this phenomenon. Among the names that have been used are : groundwater flow, low flow, percolation flow, underrun, seepage flow and sustained flow* » .

Stockage et débit de base sont des expressions qui tentent de décrire deux aspects d'une même réalité:

- le stockage est la mise en réserve d'un volume d'eau dans la partie terrestre du bassin
- le débit de base est l'écoulement de ce même volume dans la rivière

Les hydrologues de surface appellent ce phénomène la recharge de la rivière, mais les hydrogéologues appellent cela la décharge de l'eau souterraine. La confusion possible entre débit de base et stockage provient aussi du fait que le débit de base est

²⁶ Comme nous le détaillerons dans le chapitre 4, le modèle HYDROTEL que nous utilisons pour réaliser les simulations de changements d'utilisation du sol, représente le sol sous forme de 3 couches.

une quantité mesurable, et permet d'estimer une partie importante du stockage, autrement difficile à mesurer.

Il ressort de cette discussion, l'existence d'une série de termes aux significations tout à fait complémentaires, représentant la même notion générale, mais dont le sens varie du très particulier au très général, sur une ligne continue. Car la réalité est faite d'un peu toutes ces notions. Pour saisir l'ensemble du stockage, il faudrait observer la totalité du phénomène, dans son espace tridimensionnel (latéral, longitudinal et vertical), autour de l'axe de la rivière, et aussi dans le temps. Il faudrait ensuite l'observer à différentes échelles, du niveau moléculaire à la capillarité entre les pores, des macropores à l'aquifère et à la rivière. Malheureusement, cela n'est pas possible encore, et il faudra se contenter de l'étude des variations du stockage dans le sol.

3. LE CADRE CONCEPTUEL

3.1 Le stockage dans le sol

3.1.1 Les approches d'étude

Les changements d'utilisation du sol affectent toujours le stockage, mais les études hydrologiques s'intéressent à des composantes du bilan hydrique plus facilement mesurables comme le ruissellement et le débit. En effet, bien que ces études aient permis la compréhension de la relation entre les caractéristiques du couvert végétal, les conditions pédologiques et le débit, elles ont souvent considéré le changement de la composante de stockage comme constant au cours de leur étude (Calder, 1992), ce qui fait qu'il existe peu d'études sur les variations du stockage proprement dites.

Lors d'une étude de bilan hydrique, l'hydrologue a deux alternatives traditionnelles. Soit il conçoit son étude de façon à pouvoir ignorer le stockage : « *Change-in-storage is almost always assumed to be negligible* » (Dingman, 1994), soit il utilise des mesures indirectes afin d'évaluer l'importance de cette composante du cycle de l'eau.

Dans la première alternative, l'hydrologue s'arrange généralement pour pouvoir considérer le changement net du stockage comme étant nul sur la période étudiée. Le changement net dans le stockage ΔS , se définit comme : « The net change in S over a period of measurement is the difference between the amount of water in S in the watershed (ground water, water in rivers, lakes, soil, vegetation) at the end of the period and the amount in S at the beginning of the period » (Dingman, 1994). Dans ce cas,

l'hydrologue fait une étude qui s'étend sur une année hydrologique complète, soit il minimise le changement net du stockage en étudiant une longue période de temps, soit enfin, il choisit le début et la fin de la période étudiée de telle façon que les stockages du début et de la fin de la période aient le plus de chance d'être équivalents (Dingman, 1994).

Cette démarche prend pour acquis que le bilan hydrique est toujours bouclé en fin d'année hydrologique alors que ce n'est pas toujours le cas sur le terrain, comme en témoignent les variations au niveau du débit de base. D'autre part, en considérant ΔS en tant que résidu du bilan hydrique, avec l'objectif de boucler le bilan hydrique, ces études confondent en une seule valeur le changement réel dans le stockage et toutes les erreurs de calcul. Il est plus intéressant d'utiliser l'équation de Metcalfe et Buttle (1999) qui suivent la démarche de Dooge (1975) dans laquelle b est l'écart par rapport à 0 et représente l'erreur cumulative nette dans les mesures de toutes les composantes du bilan hydrique :

$$\mathbf{M + P - E - R - \Delta S = b}$$

M est l'équivalent en eau de la neige fondue

P sont les précipitations

E est l'évapotranspiration

R est l'écoulement

ΔS le changement dans le stockage

La seconde alternative est l'étude du stockage par l'intermédiaire de l'analyse de la récession ou par la séparation de l'hydrographe, cette dernière par une approche physique (Kunkle, 1962) ou par une approche chimique. L'analyse de la récession du débit de base a fait l'objet de nombreuses études dont Hall (1968) puis Tallaksen (1995) ont fait la revue.

Plus récemment, des méthodes de saisie du stockage utilisent la télédétection et la simulation. La télédétection développe des techniques pour évaluer l'humidité du sol depuis une dizaine d'années, mais aujourd'hui, elle n'est en mesure que de saisir les fluctuations de la teneur en eau de la couche très superficielle du sol, de quelques centimètres d'épaisseur (Pietroniro et Lecomte, 2000). Comme cette couche est extrêmement susceptible à la variation, ces données ne sont pas d'une grande utilité pour une étude comme la nôtre.

Récemment, les modèles sont devenus l'outil par excellence pour l'étude

hydrologique, et l'étude du stockage et de l'humidité du sol ne fait pas exception. Par exemple, Akinremi et al. (1996) simulent l'humidité du sol dans les Prairies canadiennes et Metcalfe et Buttle (1999), le bilan hydrique pour un petit bassin de la forêt boréale dans le permafrost discontinu.

Enfin, en Ontario particulièrement, Porter (1996) a étudié la relation entre l'eau de surface et l'eau souterraine sur la rivière Raisin; Sangal (1984) a étudié les caractéristiques des débits de base de 263 rivières en Ontario et Cey (1998) a quantifié la décharge de l'eau souterraine à une petite rivière pérenne du Sud de l'Ontario.

3.1.2 Les facteurs qui affectent le stockage

On peut consulter Morel-Seytoux (1989) pour une revue concernant les processus hydrologiques fondamentaux propres à la zone non-saturée et leur modélisation. Plusieurs facteurs affectent le stockage dans le temps et dans l'espace, qu'ils soient physiques ou d'origine humaine. Les facteurs physiques sont la géologie du bassin (Farvolden, 1963), la géomorphologie (densité de drainage, la profondeur relative du cours d'eau par rapport à celle de l'aquifère (Singh, 1968), la végétation et les conditions météorologiques (précipitations antécédentes).

Dans le cas de la rivière Raisin, ce sont les deux derniers facteurs sur lesquels on a choisi de s'attarder, car ce sont ceux qui sont variables dans le temps. Ce sont donc ces aspects qui retiendront notre intérêt dans la littérature.

Quelques rares études ont pour objectif de départager l'impact des fluctuations climatiques de celui des activités humaines, en particulier celui de changement d'utilisation du sol, sur l'environnement fluvial et riverain. On peut citer cependant l'analyse statistique sur deux paires de bassins comparatifs, les uns urbains, les autres ruraux, de Changnon and Demissie (1996). Dans une optique de prédiction, on se demande si le changement climatique ou le changement d'utilisation du sol, toute proportion gardée, a plus d'importance sur le régime hydrologique, comme l'on conclut Macklin and Lewin (1993) à la lumière de l'étude de plus de 10000 ans de dynamique de rivières pendant l'Holocène au Royaume-Uni : « changes wrought in the valley/channel system over such time-scales are "climatically-driven but culturally blurred", in other words the effects of land-use take second place to those of climate » .

La plupart des études étudient un aspect ou l'autre.

3.2 Impact hydrologique de l'utilisation du sol

L'hydrologie de l'utilisation du sol est une des branches secondaires de la science hydrologique. C'est une science déjà ancienne, puisque les premiers bassins expérimentaux datent du début du XX^e siècle (Calder, 1992) mais qui semble avoir dépassé son apogée qui a culminé avec l'*International Hydrological Decade* de 1965 à 1974. Peu de synthèses ont été réalisées, sauf celle de Pereira (1973). S'il n'existe pas de manuel d'hydrologie de l'utilisation du sol, la plupart des manuels d'hydrologie comprennent quelques chapitres concernant l'utilisation du sol, tel que *Hydrology of Urban Areas*, *Hydrology of Agricultural Lands*, *Hydrology of Forests and Rangelands* dans Ven te Chow (1964), *Hydrology of Land Use* par Jeffrey dans Gray (1972) et *Hydrologic Effects of Land-Use Change* par Calder dans Maidment (1992).

Le sujet de prédilection de l'hydrologie de l'utilisation du sol dans les années 1960 était l'impact de perturbations dans le bassin sur le bilan hydrique, sur le débit et l'écoulement hors du bassin. En particulier, la méthode des bassins comparatifs (*paired-catchment studies*) a été la plus utilisée et permet de comparer un bassin ayant subi un traitement à un bassin de contrôle, en milieux physique et climatique semblables. D'autre part, on utilise aussi la méthode du bassin expérimental pour lequel on compare le débit avant et après l'application d'un traitement.

Cependant, ces études ont un intérêt réduit pour le gestionnaire d'un bassin-versant intéressé par la conservation des ressources en eau. En effet, les différences sont nombreuses entre un bassin expérimental et un bassin réel. Ce dernier est plus complexe, car contrairement au bassin expérimental caractérisé en général par une monoculture à un stade unique de croissance, le bassin réel est composé d'une grande variété d'espèces végétales distribuées dans l'espace, à des divers stades de croissance. Alors que le changement d'utilisation du sol sur un bassin expérimental se situe à une date précise dans le temps et est appliqué à l'ensemble du bassin, le changement d'utilisation du sol dans un bassin réel est multiple et est appliqué à certaines parties du bassin seulement. Le bassin expérimental est choisi homogène et uniforme, le bassin réel est hétérogène et parcellé. Enfin, contrairement aux changements apportés au bassin expérimental, ceux apportés au bassin réel ne sont pas contrôlables.

C'est aussi à cette époque qu'est paru l'essentiel des fondements de cette science, avec entre autres le « *National Handbook of Engineers* » du Soil Conservation

Service (SCS) (United States Department of Agriculture, 1972), dans lequel on retrouve la méthode SCS pour calculer l'écoulement par le modèle de CN (*Curve Number*) et la classification des 4 groupes de sols hydrologiques (Groupes A à D). Ces méthodes, ainsi que l'équation USLE (*Universal Soil Loss Equation*, United States Department of Agriculture Agricultural Research Service, 1961), sont à la base de l'hydrologie de l'utilisation du sol appliquée, du moins aux Etats-Unis. Le modèle SWAT (*Soil and Water Assessment Tool*) (Arnold et al. 1996) en est le meilleur exemple. Il est utilisé à travers le monde occidental comme en témoigne le groupe de discussion sur le modèle (swat@blacklandgrass.tamu.edu).

Les problèmes reliés à la contamination de l'eau par les fertilisants et les herbicides ont fait que jusqu'à tout récemment, l'aspect quantité de l'eau a été délaissé au profit de l'étude de la qualité de l'eau, et ce en particulier en milieu agricole. Mais c'est le cas aussi en hydrologie en milieu forestier, comme en témoignent les recherches issues des bassins expérimentaux de *Hubbard Brook* dans le New Hampshire, qui s'est essentiellement concentrée sur l'hydrologie chimique (Likens et al, 1977).

Aujourd'hui, les études concernant l'utilisation du sol ont retrouvé l'intérêt de la recherche pour au moins cinq raisons :

- 1. À cause du contexte de changement climatique. D'abord, on essaie de connaître l'impact du changement d'utilisation du sol sur le changement climatique par l'intermédiaire de la libération de CO₂ (Kimble and Lal, 1999). En effet, les grandes équipes de chercheurs modélisant le climat ont besoin de meilleures connaissances sur les relations entre le couvert de sol, le climat et l'hydrologie. C'est ainsi qu'est né CLASS, *Canadian Land Surface Scheme*, qui stimule présentement la recherche sur la représentation des sols et des couverts du sol caractéristiques aux latitudes moyennes à nordiques du Canada dans les échanges terrestro-atmosphériques, dans le schème global terre – surface (Verseguy, 2000), avec l'objectif de lier CLASS au Modèle de circulation général canadien.**
- 2. D'autre part, les meilleures techniques informatiques facilitent l'utilisation de modèles et le développement des Systèmes d'information géographique (SIG). Ceux-ci permettent la représentation spatiale des changements effectués au bassin-versant et ont donné un nouveau souffle à la science de l'hydrologie de l'utilisation du sol, comme en témoigne le nombre élevé de présentations concernant l'utilisation de SIG dans la recherche de l'utilisation du sol dans le colloque de *l'American Water***

Resources Association (AWRA): « Effects of human-induced changes on hydrologic systems » (Marston and Hasfurther, 1994) et d'autres études qui intègre le SIG aux autres techniques (Mattikalli et al., 1996).

3. À cause des études biogéochimiques qui ont, elles-aussi, réclamé des données hydrologiques de façon à pouvoir estimer les flux et les « exportations » des éléments chimiques essentiels au monde vivant : le carbone, l'azote, le phosphore, etc. Pour de telles études, on avait besoin du « temps de résidence » de l'eau dans un milieu, un concept purement hydrologique, qui s'apparente au stockage.
4. À cause de la nécessité de gérer les bassins-versants – de façon à accorder les nombreux usages souvent conflictuels des ressources du bassin par ses résidents – qui découle sur un besoin accru de recherche en hydrologie d'utilisation du sol (Newson, 1997 ; Boon et al., 1992)
5. Enfin, parce qu'une utilisation du sol stratégique pourrait permettre de réduire l'impact potentiel des fluctuations climatiques sur les ressources en eau.

Si la science de l'hydrologie de l'utilisation du sol s'intéresse depuis longtemps à l'impact, en temps réel, de modifications de l'utilisation du sol sur l'hydrologie, en particulier sur le débit, jusqu'à tout récemment, peu d'études se sont intéressées à la composante de stockage en relation avec l'utilisation du sol, pour les raisons citées ci-dessus. Il faut cependant noter l'étude de Metcalfe et Buttle (1999) sur le bilan hydrique d'un petit bassin forestier au nord du Manitoba.

Les changements d'utilisation du sol apportent des modifications à la végétation, au sol et au drainage. Plusieurs types de milieux sont touchés par ces changements et les conséquences hydrologiques sont étudiées en fonction du milieu : le milieu forestier, le milieu agricole, le milieu des terres humides et le milieu urbain.

Les changements d'utilisation du sol en milieu forestier ont fait l'objet de nombreuses études. En 1967, Sopper and Lull publiait « *Forest hydrology* », qui sert encore de référence dans ce domaine. Dans un des chapitres, Hibbert conclut un essai de synthèse sur le rôle de la végétation dans le cycle hydrologique à la suite d'une recherche faite à partir de 39 études de cas, par en disant qu'en général le déboisement augmente l'écoulement superficiel mais que la réponse au traitement est très variable et pour l'essentiel imprévisible (Hibbert, 1967).

Au Canada, ce domaine est sans doute le plus dynamique de l'étude de l'hydrologie de l'utilisation du sol aujourd'hui. Hetherington (1987) publiait une synthèse sur l'importance des forêts sur le régime hydrologique et tout récemment, Buttle et al. (2000) rapportait les progrès de la discipline pour la période 1995-1998, en particulier au sujet de la forêt boréale et de la fonte de la neige.

Traditionnellement, la discipline a surtout progressé grâce aux bassins expérimentaux, dont quelques-uns ont du cesser leurs activités ces dernières années (Slaymaker, 2000). Les plus connus sont *Coweeta Hydrologic Laboratory* en Caroline du Nord (64 ans d'étude), *Hubbard Brook Experimental Forest* du New Hampshire (43 ans d'étude) et *Wilson Creek Experimental Watershed* au Manitoba (Newbury et al, 1969).

Coweeta Hydrologic Laboratory s'est spécialisé dans l'étude de l'impact du déboisement sur le débit (Webster et al., 1992). *Hubbard Brook Experimental Forest* s'est avant tout concentré sur l'impact du déboisement sur le cycle des substances nutritives (Pierce et al., 1970), mais on a aussi réalisé des études sur l'effet du déboisement sur l'hydrologie physique (Hornbeck, 1973 [effet de la coupe à blanc sur le débit]; Hornbeck et al. (1970); Hornbeck and Pierce, 1970 [effet de la coupe à blanc sur la fonte des neiges]).

Les études de bassins comparatifs ont été particulièrement utiles pour établir l'impact du déboisement sur les cours d'eau. On s'accorde généralement sur le fait que le déboisement augmente le débit, en particulier lors des crues, l'année du déboisement, et quelques années ensuite, pour diminuer de nouveau une fois une nouvelle végétation implantée. L'impact du déboisement dépend aussi de la façon dont le déboisement est réalisé. La machinerie détruit généralement aussi la structure du sol, augmente la compaction du sol et crée des sillons, tous deux facilitant le ruissellement (Hornbeck et al., 1970). Mais le débat n'est pas clos. Certains défendent que le déboisement n'a que peu d'impact sur les crues des bassins de grandes tailles ainsi qu'en temps de grosses tempêtes (Pearce, 1999).

Aujourd'hui, plusieurs équipes du Royaume-Uni poursuivent des études semblables sur une série de bassins expérimentaux bien distribués à travers le pays, dont le bassin forestier du *Plynlimon* du l'ancien *Institute of Hydrology* maintenant *Centre of Ecology and Hydrology* (Kirby et al. 1991; Calder, 1992).

Les impacts hydrologiques associés à l'utilisation du sol en milieu agricole sont

moins étudiés que ceux en milieu forestier.

Observons d'abord qu'au pays, d'après la revue de Slaymaker (2000), il semble que la discipline soit dominée par la recherche sur la qualité de l'eau entre 1995 et 1998. Quant à l'hydrologie physique, Irwin et Whiteley (1983) se sont intéressés à l'impact du drainage sur le débit en milieu agricole et Hill (1976) publiait sur l'impact environnemental du drainage en milieu agricole.

Au Royaume-Uni, Robinson a contribué à cette discipline par de nombreux articles concernant les changements d'utilisation du sol sur des terres boisées, agricoles ou marécageuses (Robinson, 1991). Il a aussi étudié l'impact du drainage des terres sur le débit (Robinson, 1990) et celui de l'afforestation (Robinson, 1986).

Skaggs et al., (1994) ont fait une synthèse des impacts du drainage agricole sur les conditions hydrologiques. Ce n'est pas une tâche facile, car de nombreuses études demeurent très spécifiques aux caractéristiques des milieux physiques et biologiques. Fritsch (1995) expose bien le problème méthodologique inhérent à une telle étude. Gonot (1999) étudie l'impact aggravant sur l'étiage du prélèvement d'eau des zones ripicoles en milieu agricole.

Idike et al. (1982) utilise la modélisation pour étudier l'impact des pratiques culturales sur l'humidité du sol.

Parce qu'il s'est parfois montré limité, et parce que dans certaines régions, le réchauffement climatique risque de le modifier, le stockage redevient une priorité d'étude, et en particulier son augmentation, comme en témoignent la synthèse sur la gestion du débit de base de Ponce and Lindquist (1990), qui s'intéressent à la fois au rôle de la végétation ripicole et aux structures de rétention. Dans certaines régions où l'eau souterraine a été abondamment exploitée pour l'irrigation, comme en Saskatchewan et au Nebraska par exemple, on cherche aujourd'hui des façons de recharger artificiellement le stockage (Digney and Gillies, 1995; Ma and Spalding, 1997). Enfin, le gouvernement provincial montre un certain intérêt dans *Water Wells and Groundwater Supplies in Ontario* (Ontario Ministry of Environment, 1989).

Somme toute, les études sont en général très pointues et s'intéressent à une grande échelle, celle du champ plutôt que celle du bassin-versant, comme par exemple, l'impact de tel type de labour sur le ruissellement en milieu contrôlé, avec pour objectif le développement de meilleures pratiques culturales.

Les recherches en hydrologie en fonction du couvert végétal s'intéressent aussi aux terres humides. Gilman (1994) au Royaume-Uni, a publié une synthèse sur l'hydrologie des terres humides et leur conservation. Price and Waddington (2000) ont rapporté récemment l'état de la recherche dans ce domaine au Canada où ils mentionnent que bien que fortement converties à un couvert végétal utile aux humains, soit pour l'extraction, la production agricole ou forestière, on reconnaît le rôle hydrologique des terres humides, en particulier, qui augmentent le stockage et tempèrent les crues. Cependant, l'influence de ces terres humides est aussi variée que l'est le type de terres humides, terme qui regroupe les marais, les marécages, les tourbières ombrotrophes et minérotrophes. D'ailleurs, au sein de chaque type de terres humides, les différences sont importantes, comme en témoigne Roulet (1990) au sujet du rôle hydrologique des terres humides tourbeuses : « Differences in structure, level of decomposition, and degree of compaction of peat within and between wetlands, however, produce large differences in moisture-storage capacity ».

La caractérisation des propriétés hydrauliques des sols organiques a été très dynamique dans les années 1960 (Boelter 1968; Irwin, 1968) et au pays, le projet CLASS a récemment comblé une lacune en permettant la paramétrisation des propriétés hydrauliques des tourbières pour leur utilisation dans le « *soil-vegetation-atmosphere transfer scheme (SVAT)* » (Letts et al. 2000).

Konyha et al. (1988) étudient l'effet de l'exploitation de la tourbière sur l'hydrologie avec le modèle DRAINMOD (un modèle de drainage de Skaggs (1980)) et décrivent (1992) l'effet simulé du drainage sur les conditions hydrologiques à l'échelle du champ dont le sol est couvert d'une mince couche de dépôts organiques, et l'effet de ces conditions à l'échelle du bassin-versant. Ils concluent que l'importance de l'effet dépend de la technique de drainage, des caractéristiques initiales du sol (dont la conductivité hydraulique latérale) et des caractéristiques de l'événement de pluie. Cependant, lorsqu'il compare 2 sols, l'un bien drainé, l'autre pas, le ruissellement de surface diminue et le volume total d'eau évacué augmente lorsque le sol est drainé par des drains subsuperficiels. Ils notent que l'effet du drainage diminue à mesure que la taille du bassin-versant augmente.

Que ce soit en milieu forestier, agricole ou humide, les questions sont similaires. On s'intéresse à l'impact de changement de végétation, de drainage ou de sol sur les

conditions hydrologiques en hautes et basses eaux, sur la température, l'ensoleillement et la qualité des eaux (exportations de substances nutritives, de contaminants et de sédiments), enfin sur les habitats et l'ensemble de l'écosystème.

Lors de l'étude d'un bassin-versant non expérimental et hétérogène à tout point de vue comme celui de la rivière Raisin, il faut considérer l'effet de toutes les utilisations combinées, et non une à la fois.

La modélisation hydrologique est en plein essor. Il existe un nombre important de modèles, qui s'intéressent à des processus hydrologiques variés et à toutes les échelles. Comme nous le verrons plus loin, un modèle à bases physiques spatialement distribué combiné à un SIG ou à la télédétection est un outil puissant dans sa capacité à représenter l'hétérogénéité spatiale de l'environnement physique. Les bassins expérimentaux sont alors de plus en plus utilisés pour construire et valider des modèles hydrologiques.

3.3 Impact hydrologique des fluctuations climatiques – contexte du changement climatique

L'impact potentiel d'un réchauffement climatique sur les ressources en eau est un sujet très étudié aujourd'hui tant à l'échelle globale qu'à celle du bassin-versant. Nombreuses équipes de recherche observent les effets du climat des 2 ou 3 dernières décennies sur l'hydrologie, la qualité de l'eau et l'écosystème des milieux aquatiques canadiens, comme Magnuson et al. (1997) dans la grande région du Bouclier et des Grands Lacs. Actuellement, la recherche s'intéresse à l'amélioration des modèles climatiques, à leur application à différentes échelles et à l'intégration de modèles environnementaux du type atmosphère-terre-eau.

Dès l'émergence des modèles de réchauffement climatique, les GCM, (*General Circulation Models*), les hydrologues se sont préoccupés de l'impact d'une augmentation de la température, provoquée par l'augmentation de CO₂ atmosphérique, sur le cycle hydrologique et sur la disponibilité des ressources en eau. La littérature dans ce domaine est aussi vaste que la problématique (Lewis, 1987; Rind et al. 1992). Ce sont les études de modélisation qui sont les plus courantes, d'abord les modèles à l'échelle de la planète, puis des tentatives d'adaptation des simulations (*nesting scheme*) à l'échelle du bassin-versant (Gleick, 1986, Miller and Russell, 1992).

Rind et Lebedeff (1984) par exemple, rapportent les résultats d'une expérience

de simulation des effets hydrologiques produits par une augmentation du CO₂ atmosphérique à l'aide du GCM du *Goddard Institute for Space Study* (GISS). Il s'agit d'une simulation à l'échelle de l'Amérique du Nord, quadrillée en 23 cellules. L'étude recommande de ne pas utiliser les résultats à des fins de planification, à cause d'incertitudes importantes qui entourent la question. En effet, d'un côté, la littérature abonde en ce sens (Dooge, 1992, Loaiciga et al., 1996), et de l'autre, la recherche de modélisation se poursuit et tente de contourner les incertitudes (Henderson-Sellers and Pitman, 1992).

Il reste cependant que ce genre de scénario n'en constitue pas moins un cadre de recherche théorique stimulant pour une étude sur l'évolution temporelle du stockage de l'eau. En effet, d'après cette simulation, Rind et Lebedeff (1984) proposent un scénario pour la grande région du sud de l'Ontario, où se trouve la région à l'étude. Il s'agit du changement des composantes du cycle hydrologique telles qu'elles se produisent en 2075, par rapport à un scénario sans changement de température, une fois un nouvel équilibre climatique atteint. Advenant une augmentation de température de 4.1 °C, voici les changements potentiels selon la simulation :

1. Une réduction des précipitations de 5 % (- 47 mm)
2. Une réduction de l'évaporation de 8 % (- 58 mm)
3. Une réduction du ruissellement superficiel de 14 % (- 26 mm)
4. Une réduction de l'humidité du sol de 7 % (de 29 % à 22 % d'humidité)
5. Une réduction de l'ensemble eau/glace dans le sol jusqu'à une profondeur de 4 mètres, de 18 % (-26 mm).²⁷

Cette cinquième donnée est considérée par les auteurs comme un résumé succinct des changements hydrologiques se produisant advenant un doublement du CO₂ pour la moyenne annuelle. Il s'agit donc précisément, avec l'humidité du sol (4), du

²⁷ De telles modifications au cycle hydrologique peuvent apparaître non conformes à un bilan hydrique équilibré. En effet, la simulation propose deux bilans pour 2075 : le bilan sans réchauffement atmosphérique, qui comporte une erreur de 12 %, et le bilan après réchauffement, qui présente une erreur de 6 %. Malgré une démonstration quantitative encore imprécise, on s'entend sur la conclusion générale qu'un réchauffement atmosphérique produirait un léger assèchement pour la région du sud-est de l'Ontario

En détail :

Pour la région en l'an 2075, la simulation propose le bilan hydrique suivant, en millimètres:

1. Sans réchauffement atmosphérique :

$$P = E + Q \pm dS :$$

soit : 940 = 725 + 186 + 144, d'où un surplus de +115mm pour parvenir à équilibre

2. Avec réchauffement atmosphérique :

$$P = E + Q \pm dS :$$

soit : 893 = 667 + 160 + 118, d'où un surplus de +52mm pour parvenir à équilibre.

stockage subsuperficiel de l'eau. Bien que ce scénario motive la recherche, il faut noter que notre étude s'intéresse tout d'abord à l'évolution récente du stockage.

Les simulations canadiennes les plus récentes, selon le Modèle de circulation générale de seconde génération (MCGII) (McFarlane et al., 1992), d'un climat à l'équilibre où la concentration atmosphérique de CO₂ aurait doublé, parviennent à des résultats semblables pour la température, mais pas pour les autres variables, pour la région de l'Est de l'Ontario (Boer et al., 1992) :

1. La température d'abri annuelle, des mois de décembre à février, et de juin à août, augmenterait de 4 à 5 °C
2. Les précipitations totales annuelles augmenteraient de 0 à 0.2 mm/jour, soit jusqu'à un maximum de 73 mm annuellement, et de 0 à 0.2 mm/jour de juin à août²⁸.
3. Les précipitations sous forme de neige diminueraient de 0 à 10 kg/m² par année, de 20 à 40 kg/ m² pour les mois de décembre à février
4. La teneur en eau du sol ne changerait pas.

Il est étonnant que la teneur en eau du sol ne changerait pas, au cours de la période annuelle, mais en particulier de juin à août. Cela tiendrait sans doute au fait que si la température permet davantage d'évaporation, cette augmentation s'accompagne d'une augmentation des précipitations qui pourraient en effet compenser cette perte. Mais puisque notre étude se positionne dans un contexte de fluctuations climatiques, que la teneur en eau du sol change de façon permanente une fois l'équilibre établi d'une atmosphère où le CO₂ aurait doublé n'est pas le sujet de notre étude. L'intérêt réside dans la rapidité de réaction de la teneur en eau aux fluctuations, permanentes ou non.

3.4 L'utilisation de la modélisation et de la simulation hydrologiques

L'utilisation de modèle est le moyen préféré pour l'étude de la dynamique hydrologique à l'échelle du bassin-versant, en particulier, les modèles physiques et spatialisés, comme en témoignent les nombreux modèles existants : SWAT (Arnold et al. 1996, États-Unis), TOPMODEL (Quinn and Beven (1993), Royaume-Uni), SHE (Jønch-Clausen (1979), Danemark, France et Royaume Uni), WATFLOOD (Kouwen et Soulis, 1990, Canada), SLURP (Kite, 1997, Canada) à l'origine de type agrégé, ainsi

²⁸ Les données pour le changement des précipitations de juin à août sont très variables spatialement.

que les nombreuses applications de ces modèles à travers le monde occidental. En particulier, Beven mentionne que l'étude de changement d'utilisation du sol sur l'hydrologie est le domaine dans lequel le potentiel d'application des modèles spatialisés est le plus grand (Beven 1985), et pourtant, ce potentiel est peu exploité.

Il faut noter cependant le commentaire de Feddes et Kalma (1998) au sujet de l'utilisation de la télédétection et de la modélisation pour simuler l'humidité du sol, qui rassemble les préoccupations actuelles dans le domaine : l'importance de la paramétrisation de la surface terrestre (par le modèle SVAT), l'intégration des dimensions de temps et d'espace, les défis posés par les échelles d'étude et l'hétérogénéité spatiale et la grande utilité de la télédétection à l'étude de l'humidité du sol (Engman et Gurney, 1991, Pietroniro et Leconte, 2000).

3.5 L'utilisation des Systèmes d'information géographique (SIG)

Le développement des SIG a permis de renouveler la science de l'hydrologie à l'échelle du bassin-versant, en particulier en ce qui a trait à l'utilisation du sol. Le SIG sert comme voie d'entrée de l'information spatiale dans le modèle hydrologique mais aussi comme outil d'analyse de cette information spatiale. La dernière version du modèle SWAT a d'ailleurs été adaptée afin d'être couplée au SIG *ArcView* sous forme d'extension. Le SIG peut aussi servir pour l'analyse et la présentation des résultats. L'utilisation d'un modèle hydrologique couplé à un SIG est certainement ce qui caractérise les études hydrologiques d'utilisation du sol par modèle dans la décennie 1990-2000. En effet, le SIG permet d'exploiter au maximum le caractère physique et le caractère spatialisé des modèles (Srinivasan, 1993; Rosenthal et al., 1995 ; Tim et al, 1995).

HYDROTEL (Fortin et al., 1995) est parmi ces modèles pouvant utiliser directement des données provenant d'un SIG. C'est en partie ce qui a motivé le choix de ce modèle comme nous le verrons plus loin.

4. HYPOTHÈSES ET OBJECTIFS

4.1 Objectifs et hypothèses

Malgré les difficultés qui entourent sa mesure, le stockage n'en est pas moins un phénomène essentiel du point de vue de l'écosystème. Le stockage dans le sol assure en partie l'eau à la végétation, qui est la différence entre la teneur en eau à la capacité

au champ et la teneur en eau au point de flétrissement. L'eau dans le sol tempère la température du sol et de l'environnement avoisinant.

C'est dans une telle perspective, en particulier de réhabilitation des fonctions de l'hydrosystème fluvial et de gestion intégrée par bassin-versant, que nous proposons une étude dont l'objectif premier est de vérifier l'hypothèse principale, selon laquelle les changements d'utilisation du sol amorcés entre 1964 et 1978 dans le bassin de la rivière Raisin, consistant principalement en l'augmentation des terres réservées aux grandes cultures au détriment du pâturage, et en l'augmentation des terres boisées, ont diminué la capacité de mise en réserve de l'eau du bassin par rapport à la situation en 1960-1964. Pratiquement, cela consiste en l'étude des conditions hydrologiques pour la période 1979-1982, en changeant l'utilisation du sol (par soit celle de 1960-64 ou celle de 1978-1980), tous les autres paramètres restant inchangés.

Cette hypothèse principale comporte plusieurs volets. Le premier volet considère que les fluctuations climatiques, pouvant être reliées au réchauffement climatique, ont elles aussi diminué la mise en réserve de l'eau dans le bassin, suite à des conditions défavorables de précipitations et de température.

Le second volet considère que les changements d'utilisation du sol ont eu une influence plus importante sur la diminution de la composante de stockage que les fluctuations climatiques.

Le troisième volet stipule que la qualité de l'eau telle qu'observée en 1994-1996 résulte en partie des effets hydrologiques des changements d'utilisation du sol récents, parmi lesquels on compte la diminution de la capacité de mise en réserve de l'eau dans le bassin.

Cette recherche a pour objectif secondaire d'attirer l'attention sur le rôle de la manipulation du stockage dans l'appréhension de l'impact potentiel du réchauffement atmosphérique sur les ressources en eau, du moins dans l'Est de l'Ontario.

Enfin, il est à noter que nous avons choisi d'utiliser un modèle hydrologique pour réaliser cet exercice, choix qui repose sur le postulat selon lequel la simulation par un modèle hydrologique semi-spatialisé et à bases physiques, ici par HYDROTEL, permet de vérifier l'hypothèse principale.

4.2 Limitation temporelle

L'objectif de notre recherche et la disponibilité limitée des données nous contraignent à limiter notre recherche dans le temps. En effet, les données météorologiques quotidiennes pour la région de Cornwall existent à partir de 1964 et les données hydrométriques à partir de novembre 1960. Une autre limitation vient des données d'utilisation du sol qui proviennent de 2 cartes de source différente, la première couvrant une période de levé s'étendant de 1960 à 1964 et la seconde, couvrant un levé s'étendant de 1978 à 1980 et que nous extrapolerons à la période 1979-1982. Ces deux cartes nous permettront donc d'étudier l'humidité du sol avant les changements d'utilisation du sol amorcés vers 1972, et puis une fois les changements établis.

4.3 Contexte spatial et limites

L'unité spatiale de recherche correspond à l'espace du bassin-versant de la rivière Raisin. Un SIG permet de représenter les variations spatiales des facteurs influençant les conditions hydrologiques dans le bassin-versant. Il s'agit de la pente, de la distribution des textures de sols et des utilisations du sol, et puis de la combinaison de ces facteurs par superposition sur un sous-bassin servant d'unité de calcul. Une fois ces données intégrées au modèle hydrologique sous forme de cartes, le modèle représente l'hydrosystème dans toutes ses dimensions :

- Horizontale : par la simulation de l'écoulement sur la partie terrestre du bassin et dans le réseau hydrographique
- Verticale : par la simulation du bilan vertical consistant en 3 couches de sol et de l'évapotranspiration.
- Temporelle : par la simulation au pas de temps de 24 heures.

1. LA MÉTHODE : Utilisation de la simulation hydrologique pour l'étude historique de l'impact hydrologique des changements d'utilisation du sol

Le sujet qui nous préoccupe et la méthode choisie, telle que décrite ci-dessous, nécessitent une large part de travail technique. Afin de faciliter la lecture, ce chapitre présentera uniquement la méthode et les enjeux concernant celle-ci. Tout ce qui concerne la technique sera reporté en annexe. En particulier, le lecteur trouvera utile de se référer régulièrement à l'annexe 1, qui documente le fonctionnement du modèle HYDROTEL.

1. 1. L'approche générale

Comme nous l'avons décrit dans la présentation de la problématique, les études d'hydrologie de l'utilisation du sol sont en général du type expérimental, contrôlé, en temps réel et à l'échelle du champ. Le caractère rétrospectif de notre étude nous oblige à une approche différente. En effet, notre étude sera à l'échelle du bassin-versant et utilisera un modèle hydrologique pour simuler l'impact d'un événement réel mais passé, dans des conditions météorologiques réelles et mesurées mais passées. Il s'agit d'un exercice théorique, car les données historiques d'humidité du sol n'existent pas. Il n'y a donc pas de vérification possible à ce niveau.

De par ses caractéristiques, en particulier la quantité importante de données, cette étude nécessite l'utilisation d'un modèle hydrologique. En effet, il s'agit ici d'un exercice de reconstitution historique de l'impact des changements d'utilisation du sol entre 1964 et 1978 sur l'hydrologie du bassin. L'exercice consiste à reconstituer, dans la mesure du possible, les conditions particulières du bassin avant et après le changement et à faire fonctionner les processus hydrologiques du bassin dans ces conditions. Seul un modèle hydrologique permet d'intégrer tant de données et seule la simulation permet de suivre, dans le temps et dans l'espace, l'évolution d'un ensemble aussi multiple. L'approche expérimentale est dépassée par les aspects d'hétérogénéité spatiale et de longueur de période d'étude.

Pour réaliser le projet, nous avons sélectionné un modèle hydrologique à bases physiques et semi-spatialisé, soit qui pouvait tenir compte de la distribution spatiale des

caractéristiques physiques du bassin et interpoler les données météorologiques à l'espace de chaque sous-bassin à partir des stations de mesure.

Un système d'information géographique (SIG) a été nécessaire pour l'entrée des données spatiales dans le modèle et pour l'analyse des caractéristiques physiques du bassin et des changements encourus au cours de la période étudiée.

Le projet consiste donc en :

1. La reconstitution des conditions physiques du bassin à cette époque.

Pour cela, il faut fournir au modèle, par l'intermédiaire d'un SIG :

- la topographie du bassin (Energy, Mines and Resources Canada, 1982a et b et 1983)
- la carte des textures des sols du bassin (Agriculture Canada, 1954 et 1956) et leurs propriétés hydrauliques. La figure 6 montre la carte telle que produite par Agriculture Canada tandis que la figure 30, la carte modifiée afin de ne pas tenir compte des sols organiques, puisque HYDROTEL, par défaut, ne considère pas les sols organiques.

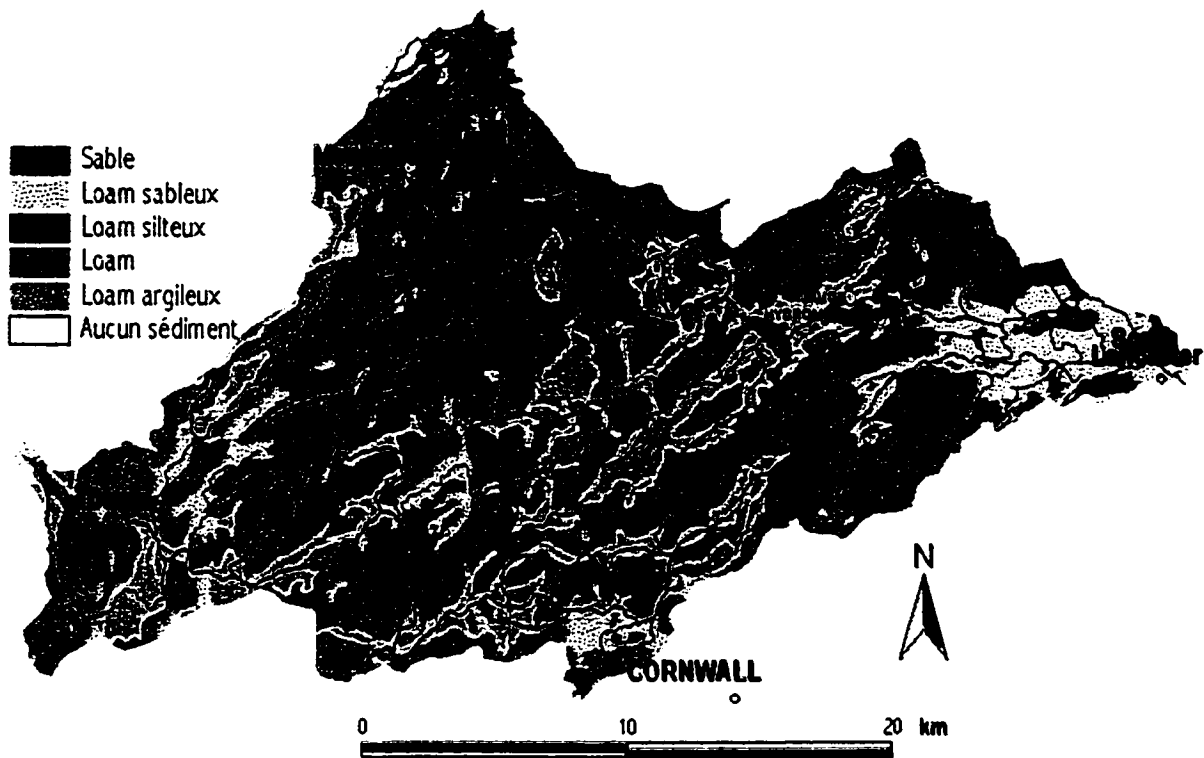


Figure 30. Textures de sol, excluant les sols organiques

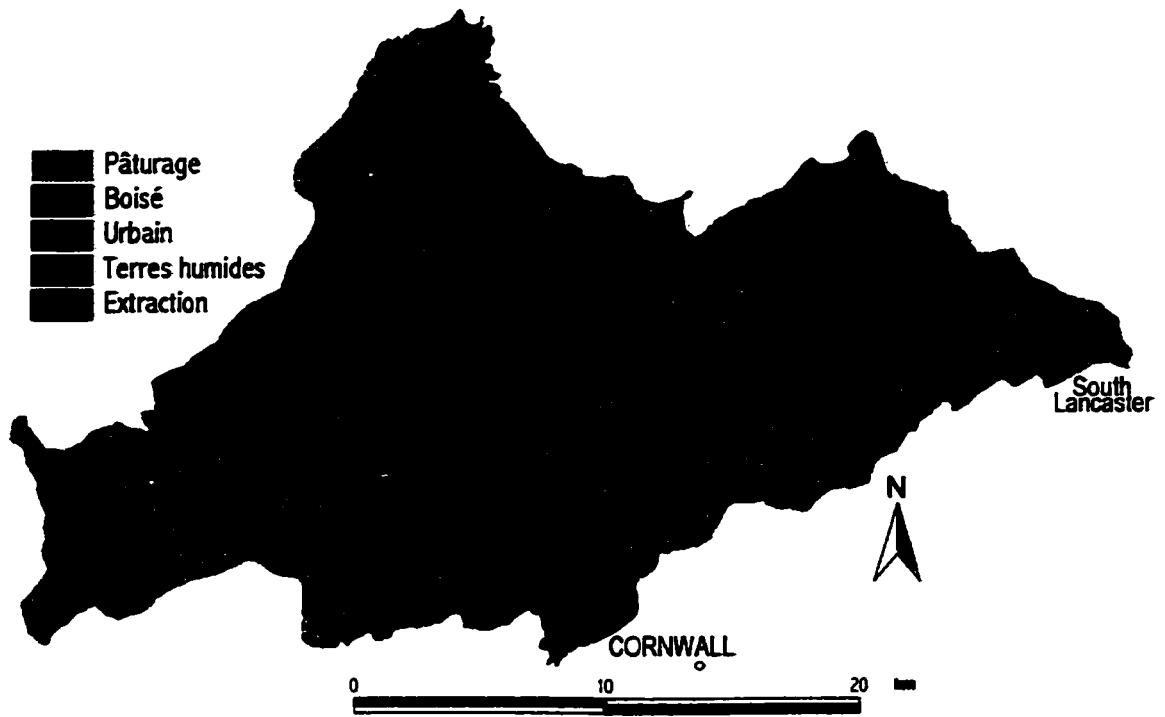


Figure 31. Utilisation du sol en 1960-1964

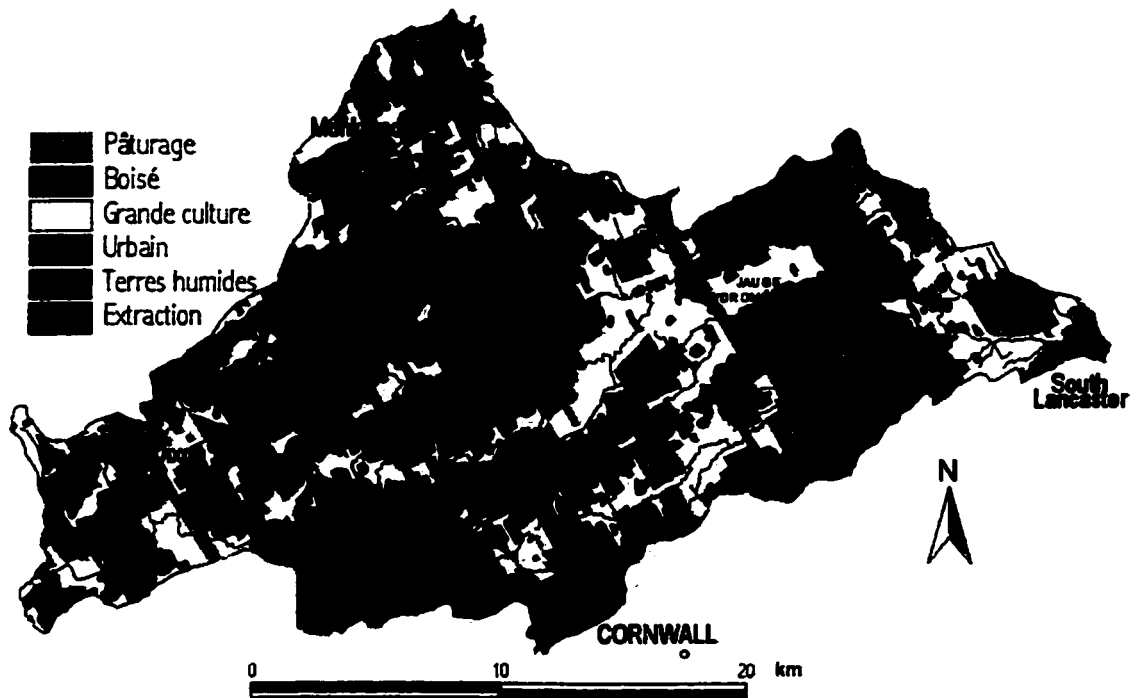


Figure 32. Utilisation du sol en 1978-1980

- la carte de l'utilisation du sol de 1960-1964 (Figure 31) (Department of Mines and Technical Surveys, 1960-1964a, b) et les caractéristiques physiques du couvert végétal
- la carte de l'utilisation du sol de 1978-1980 (Figure 32) (Ontario Ministry of Agriculture and Food, 1978-1980a-e) et les caractéristiques physiques du couvert végétal
- les données météorologiques quotidiennes de précipitations totales et de température minimale et maximale (1964-1984) (Environment Canada, 1991)
- les données hydrométriques (1964-1984) (Environment Canada, 1998)
 2. L'étalonnage du modèle au bassin de la rivière Raisin
 3. Les expériences de simulation telles que décrites plus bas

1.2. Le choix du modèle

1.2.1 LES TYPES DE MODÈLES

Les hydrologues s'intéressent à la modélisation de façon continue depuis les années 1960. Il existe naturellement un grand nombre de modèles hydrologiques, bien qu'une grande variété de noms correspondent en fait aux générations successives d'un même modèle.

D'emblée, nous avons choisi de travailler avec un modèle dont l'approche est déterministe (par opposition à l'approche stochastique) parce que les modèles déterministes sont plus nombreux et plus disponibles. Nous voulions aussi obtenir des extrants de type déterministe.

Les modèles sont généralement classés par l'approche de description des processus, selon qu'ils représentent l'hydrologie d'une façon conceptuelle (souvent sous forme d'une série de réservoirs) ou d'une façon physique, où est représentée la dynamique hydrologique par des équations décrivant les phénomènes physiques se produisant dans une unité spatiale donnée, elle-même représentée par des paramètres physiques.

D'autre part, on classe les modèles selon la représentation spatiale des phénomènes impliqués dans la modélisation. Le modèle peut tenir compte ou non, de la distribution spatiale des caractéristiques physiques, le cas échéant, il s'agit d'un modèle spatialisé (*distributed*), par opposition au modèle dans lequel l'information est agrégée. Refsgaard (1997) précise : « distributed hydrological models are structured to enable the spatial variations in catchment characteristics to be presented by providing data for a network of grid points », alors que dans les modèles de type agrégé (ou modèles

globaux) : « a catchment is considered as one unit characterized by, typically, a few tens of parameters and variables » .

Nous avons choisi de travailler avec un modèle à bases physiques, soit selon Ambroise (1999), « fondé explicitement sur les processus élémentaires réels, en tirant parti des acquis théoriques pour le choix des variables et paramètres pertinents, tout en simplifiant les modèles correspondants pour les rendre opérationnels à l'échelle du bassin versant » et d'autre part un modèle semi-spatialisé, soit, toujours selon Ambroise (1999) : « fondé sur un découpage de l'espace en unités relativement homogènes dans leur fonctionnement hydrologique, en tirant parti des méthodes naturalistes pour définir la structure du bassin et la variabilité interne de ses propriétés. »

Bien que tel soit notre choix, il est à noter que la pertinence de ce type de modèle en particulier est remise en question. En effet, la représentation physique de la dynamique hydrologique est limitée par l'état de la science elle-même, souvent datant déjà de quelques années, par les ressources informatiques et par les données disponibles, donc un modèle physique est davantage une vision, un objectif, qu'une réalité (Beven, 1985). Aujourd'hui, seul SHE (Abbott et al., 1986a et b) peut se targuer d'être pleinement physique, dans tout ce que cela exige comme ressources. La plupart des autres modèles s'apparentent à un tel modèle et devraient porter les attributs de « à bases physiques » et de « semi-spatialisé » .

1.2.2 LES CRITÈRES DE SÉLECTION

Il s'agit de trouver un modèle qui soit opérationnel, disponible gratuitement et qui satisfasse aux conditions suivantes:

- ◆ Il puisse représenter les variations spatiales du climat, de la topographie, des textures de sol, de l'utilisation du sol et des conditions hydrologiques, à l'échelle du bassin-versant, soit un modèle dont les intrants et les extrants sont spatialisés.
- ◆ Il puisse représenter le plus physiquement possible le bilan hydrique du bassin (modèle à bases physiques).
- ◆ Il simule en mode continu, de façon à tenir compte de l'historique de stockage d'eau dans le sol sur plusieurs années. Il fonctionne à un pas de temps compatible avec les données météorologiques et hydrométriques disponibles (24 heures).

- ◆ Il permette de produire des résultats non seulement sur le débit mais aussi sur le stockage.
- ◆ Il représente la fonte de la neige et les conditions hydrologiques hivernales en tenant compte des phénomènes physiques impliqués.
- ◆ Il puisse représenter les variations d'utilisation du sol au cours de l'année.
- ◆ Il puisse représenter hydrologiquement la tourbière car la tourbière de Newington est source d'eau pour la rivière Raisin (tourbière de tête de réseau hydrographique).
- ◆ Il représente le drainage artificiel, non seulement les drains superficiels, mais aussi le système subsuperficiel.
- ◆ Qu'il y ait un support technique de la part des concepteurs.
- ◆ Que le modèle puisse tourner à un rythme raisonnable sur un ordinateur de puissance moyenne (soit 20 ans simulés en 30 minutes sur un Pentium II) donc que le modèle soit relativement simple et ne nécessite pas des données non disponibles.

1.2.3 LA SATISFACTION DES CRITÈRES

La littérature montre que des études hydrologiques à l'échelle du bassin-versant sont réalisées en utilisant TOPMODEL (Beven and Kirby, 1979), SHE (Système hydrologique européen) (Abbott, 1986a et 1986b) et ses descendants et particulièrement SWAT (*Soil and Water Assessment Tool*) (Arnold et al., 1996), des modèles britannique, européen (franco-danois-britannique) et américain, respectivement. De façon à augmenter les chances de trouver une bonne représentation de l'aspect nival dans le bilan hydrique et à faciliter la communication avec les concepteurs, nous avons aussi considéré des modèles canadiens : SLURP (Kite, 1997), WATFLOOD (Kouwen and Soulis, 1990) et HYDROTEL (Fortin et al., 1995).

Il apparaît alors rapidement que 2 critères sont difficiles à satisfaire. D'abord celui de la représentation du drainage artificiel à l'échelle du bassin-versant. Aucun des modèles mentionnés ci-dessus ne comprend un sous-modèle permettant de représenter le drainage artificiel. SWAT, développé au Texas, ne représente que l'irrigation. En effet, les modèles de drainage artificiel sont généralement conçus pour une représentation à l'échelle du champ, comme SIDRA (Lesaffre and Zimmer, 1988) et DRAINMOD (Skaggs, 1980). On aurait pu développer une façon d'intégrer les deux échelles comme

cela s'est déjà fait (Giraud et al., 1997), mais au détriment de l'objectif d'application d'un modèle qui est le sujet de notre thèse.

Le second critère difficile à satisfaire est la représentation hydrologique de la tourbière. Encore une fois, il aurait fallu un sous-modèle de tourbière. Comme pour le drainage artificiel, il existe des modèles hydrologiques de tourbière mais pas intégrés à un bassin-versant. Il était peut-être possible d'intégrer un sous-modèle de tourbière au modèle à l'échelle du bassin-versant choisi, mais pas réaliste pour la raison mentionnée ci-dessus. Cependant, comme décrit plus loin, nous avons intégré les propriétés hydrauliques des sols organiques à la matrice utilisée par défaut par le modèle, puisque ces sols constituent 18 % de la superficie du bassin-versant.

Le critère concernant la simplicité du modèle était important. En effet, le type de projet qui nous concerne se déroule dans un cadre limité par les données historiques disponibles, ainsi que par des ressources humaines, techniques et financières réduites. Ainsi, le type de modèle semblable à SHE exige des données et des ressources que nous n'avons pas. Nous avons donc écarté cette possibilité.

SLURP a été considéré à partir du manuel d'instruction de 1997 (Kite, 1997). C'est un modèle développé au *National Hydrology Research Institute* de Saskatoon. À l'origine, soit en 1975, SLURP (*Simple Lumped Reservoir Parametric*), était un modèle de type agrégé. Sa version actuelle, SLURPAZ, dans lequel le modèle hydrologique est couplé au modèle TOPAZ, un modèle d'analyse numérique de paysages, est de type semi-spatialisé à bases physiques. Bien qu'il ait fait l'objet de nombreuses applications, nous avons écarté SLURP parce que la représentation du couvert végétal est peu développée et peu flexible. D'autre part, le modèle ne permet pas de produire de données se rapportant spécifiquement au stockage, qu'il s'agisse de la recharge de la rivière par l'eau souterraine ou de l'humidité du sol.

Nous avons brièvement considéré WATFLOOD, un modèle de prévision de crue développé à l'Université Waterloo depuis 1972 (Kouwen and Soulis, 1990). Nous ne l'avons pas retenu parce que l'approche était basée sur l'événement hydrologique, par opposition à une simulation en mode continu. Aujourd'hui, il est possible d'obtenir une simulation continue en enchaînant un maximum de 36 simulations d'événements ce que nous avons préféré éviter.

Le modèle de type Pluie-Débit TOPMODEL, bien que très présent dans la littérature européenne, n'était pas facilement accessible. Au contraire, le modèle SWAT,

non seulement était disponible par Internet mais était accompagné d'une vaste documentation et l'utilisateur pouvait bénéficier, non pas d'un soutien technique mais de l'expérience d'un groupe de discussion. C'est donc pour une raison d'accessibilité que nous n'avons pas considéré TOPMODEL, mais que nous avons évalué SWAT plus en profondeur.

SWAT, conçu par une équipe du *United States Department of Agriculture - Agriculture Research Service* au Texas, nous est apparu intéressant à prime abord du fait du développement sophistiqué des possibilités de représentation, non seulement des utilisations du sol comme la plupart des autres modèles, mais des pratiques culturales. En effet, l'utilisateur peut, dans SWAT, détailler amplement les pratiques agricoles selon un calendrier agricole, par exemple un champ sur lequel l'agriculteur laisse le résidu des récoltes de maïs jusqu'à l'année suivante. SWAT a une assez longue histoire d'applications dans le domaine de l'étude de l'impact hydrologique du changement d'utilisation du sol, à l'échelle du bassin-versant (Arnold et al., 1994). Il est donc tout à fait approprié à l'étude du milieu agricole, mais surtout sous un climat où la neige n'est pas importante et en milieu nécessitant l'irrigation. SWAT n'a pas un modèle de fonte de neige sophistiqué. D'autre part, il comporte beaucoup de modules non pertinents à notre projet, ce qui le rend lourd à manipuler. Enfin, SWAT est un modèle agrégé et jusqu'à la version toute récente SWAT 99, il n'était pas directement couplé à un SIG, rendant ainsi la préparation des données laborieuse. En effet, toute l'analyse spatiale doit être faite préalablement à l'utilisation du modèle par l'intermédiaire d'un SIG, facilité par un logiciel tel que *Spatial Analyst* (une extension disponible de *ArcView*). Une fois la synthèse spatiale réalisée, l'utilisateur peut fournir au modèle hydrologique l'information concernant l'utilisation du sol et de textures de sol ainsi traitée.

Enfin, nous avons évalué le potentiel d'HYDROTEL, de l'INRS-Eau à Québec. HYDROTEL répond au besoin de simplicité et offre l'option de fonctionner avec des données facilement accessibles, en particulier pour le calcul de l'évapotranspiration. HYDROTEL permet une très bonne spatialisation des données. D'autre part, il compte un bon sous-modèle d'évolution du couvert nival. Bien que la représentation de l'utilisation du sol ne soit pas très sophistiquée et relativement peu flexible, HYDROTEL offre la possibilité de produire un calendrier de données de propriétés physiques caractérisant les couverts végétaux au cours de l'année, incluant la profondeur racinaire,

l'indice foliaire et l'albédo. Somme toute, HYDROTEL devait permettre de répondre à la question parce que les processus étudiés y sont représentés de façon appropriée. L'équipe d'HYDROTEL pensait que le projet était réalisable et acceptait d'offrir un soutien technique (Fortin, 1999). Nous avons noté quelques limitations possibles, dont nous discuterons ci-dessous, mais avons décidé de travailler avec ce modèle.

1.3. HYDROTEL

Le modèle HYDROTEL est un modèle de simulation hydrologique semi-spatialisé à bases physiques. Il résulte d'une collaboration entre l'INRS-Eau et le Laboratoire d'hydrologie et modélisation de Montpellier (Fortin et al., 1995). Il a été conçu pour pouvoir tenir compte de la distribution spatiale des données physiques du bassin-versant, par l'intermédiaire de la télédétection ou de SIG et pour représenter les variations spatiales des conditions hydrologiques du bassin, par la division en sous-bassins, ou unité hydrologique relativement homogène (UHRH). Il comporte plusieurs avantages dont la possibilité de cartographier la teneur en eau du sol à chaque pas de temps lors d'une simulation. HYDROTEL a été étalonné sur plusieurs bassins au Québec (rivière Clifton, rivière Famine, rivière Mitis) et dans l'est de l'Ontario (rivière Mississipi), en France et aux États-Unis. Saameli (1995) note que HYDROTEL peut soutenir la comparaison avec SHE et TOPMODEL et présenter certains avantages.

1.3.1 DESCRIPTION DE L'ESPACE : UN MODÈLE DISTRIBUÉ

HYDROTEL offre un potentiel de distribution spatiale très satisfaisant. En effet, nous avons découpé le bassin-versant en 283 sous-bassins d'environ 2 km² chacun, qui forment autant d'unités de calcul du bilan hydrique. Chacun des 283 sous-bassins est caractérisé par une classe de texture de sol et une classe d'utilisation du sol, qui proviennent du pré-traitement dans un logiciel d'intégration physiographique PHYSITEL²⁹, de cartes numériques de textures de sol et d'utilisations du sol. Cette représentation spatiale des caractéristiques physiographiques du bassin-versant est la plus fine possible. En effet, plus l'aire du sous-bassin est petite, plus les caractéristiques physiographiques du sous-bassin sont homogènes et plus on diminue l'erreur due à la généralisation de l'utilisation du sol et de la texture de sol au sol dominant l'aire du sous-bassin.

²⁹ Le lecteur peut consulter l'annexe 5 qui détaille l'utilisation de PHYSITEL.

Un modèle dont les processus physiques sont ainsi spatialement distribués offre l'avantage de tenir compte des variations spatiales du bilan hydrique, par un calcul d'infiltration et d'évapotranspiration unique au sous-bassin, avant d'acheminer l'écoulement de surface produit au sous-bassin suivant, en direction du cours d'eau, par opposition à une représentation par une valeur moyenne pour l'ensemble du bassin, pour l'utilisation du sol et pour la texture de sol, valeur qui ne correspond à aucune réalité.

1.3.2 DESCRIPTION DE L'ÉVOLUTION TEMPORELLE : UNE SIMULATION EN MODE CONTINU

HYDROTEL fonctionne en mode continu. Le modèle offre un choix de pas de temps compris entre 1 et 24 heures. Étant donné que nous disposons de données météorologiques et hydrométriques journalières, nous avons opté pour le pas de temps de 24 heures.

1.3.3 DESCRIPTION DES PROCESSUS : UN MODÈLE PHYSIQUE

La Figure 33 décrit le bilan hydrique selon HYDROTEL et le tableau 5 présente les processus physiques tels que représentés par HYDROTEL. On peut consulter l'annexe 1 pour plus de détails sur les équations utilisées dans HYDROTEL.

La couche 1 est la couche superficielle et mince, sensible à l'évaporation. La couche 2 est la couche intermédiaire, sensible à la transpiration des plantes en début de croissance, à l'exclusion des arbres. La couche 1 et 2 forment la zone non-saturée. La couche 3 a une teneur en eau proche de la saturation. Elle est sensible à la transpiration des plantes arrivées à maturité et à celles des arbres.

On constate rapidement qu'HYDROTEL repose sur un choix d'équations qui représentent le plus souvent les processus physiques avec les paramètres intervenant réellement dans les processus.

Le sous-modèle de l'évolution et de fonte du couvert nival utilise la méthode des degrés-jour « modifiée », par laquelle l'énergie disponible pour la fonte est calculée à partir des températures et de la longueur du jour plutôt que par le rayonnement. La fonte de la neige à l'interface air-neige se fait suivant l'équation de Riley et al. (1972).

Le sous-modèle de l'évapotranspiration offre les options les plus physiques possibles (Penman-Monteith, Priestley-Taylor), c'est-à-dire les équations qui représentent l'évapotranspiration à l'aide de la radiation, le vent et de la pression de

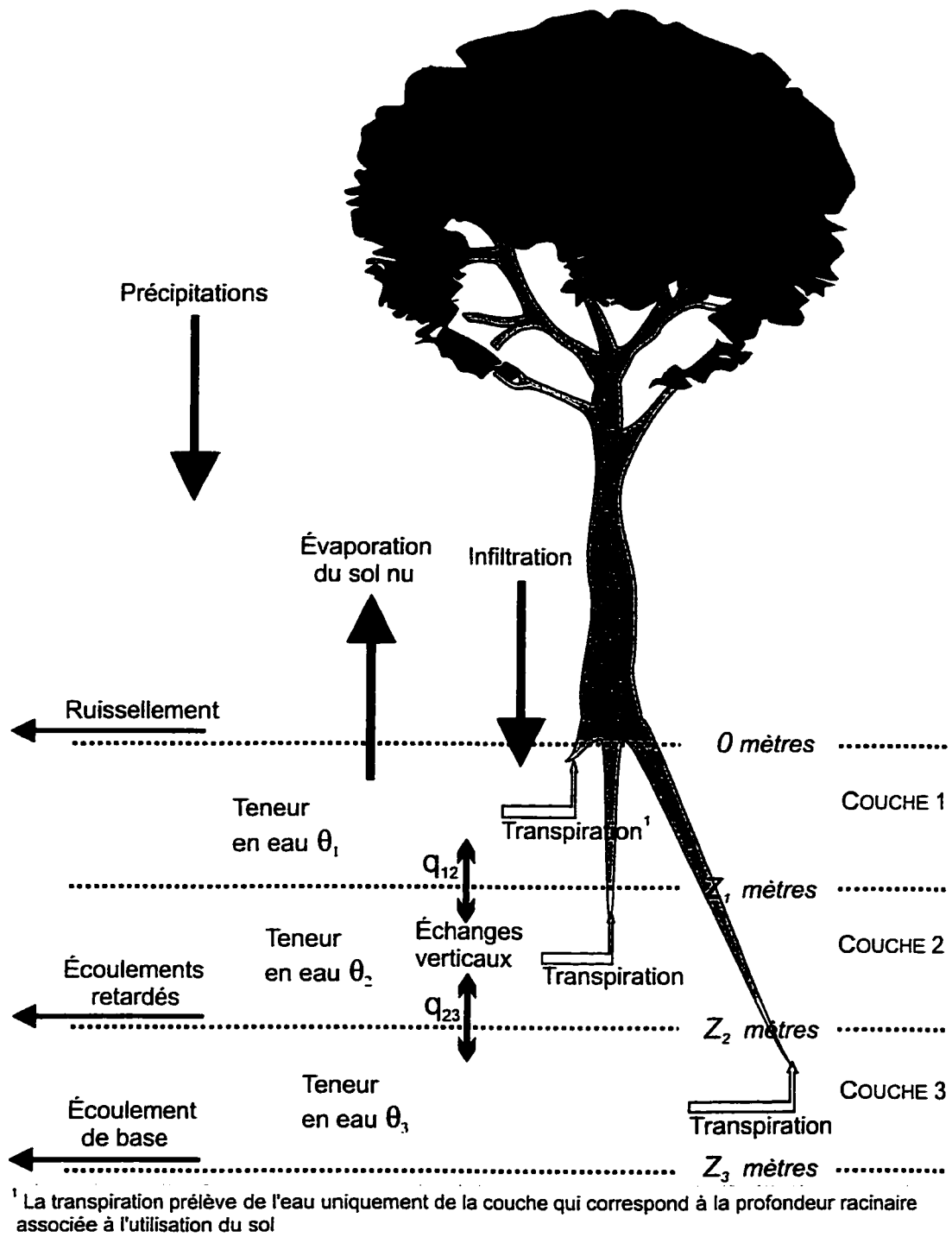


Figure 33. Le bilan vertical selon les trois couches de sol, tel que réalisé dans HYDROTEL (Inspiré de Fortin et al., 1995)

Tableau 5. Représentation des processus physiques dans HYDROTEL

LES PROCESSUS PHYSIQUES	SOUS-MODELE CHOISI POUR REPRÉSENTER LE PROCESSUS	ALTERNATIVE NON RETENUE	CONTRAINTES	AVANTAGES
Précipitations et température	Moyenne pondérée de la distance des 3 stations les plus proches	- Polygones de Thiessen - RADAR	Moins réaliste que l'utilisation directe de données Radar, mais ces données ne nous étaient pas disponibles	La moyenne pondérée s'avère plus proche des données observées
Évolution du couvert de neige	Riley et al., 1972 Degrés-jour modifiée			Tient compte du bilan énergétique
Échanges verticaux	Campbell, 1974 Clapp and Homberger, 1978		Repose sur des valeurs théoriques reliées à la texture des sols Limitée par la conductivité hydraulique	
Interception	Aucune			
Évapotranspiration	Équation de Linacre	Équations de Hydro-Québec Thornthwaite Penman-Monteith, Priestley-Taylor		N'utilise que les températures minimale et maximale et l'albédo
Propagation de l'onde d'écoulement sur la surface terrestre	Équation de l'onde cinématique		« Can be used to simulate surface runoff only if a large roughness coef. is used to take into account the fact that the flow is not made out of a continuous thin layer of water flowing down a relatively uniform sloping surface, but rather water trying to find its way downward through a very complex network of thin streams » ³⁰	Modèle simplifié des équations de Saint-Venant, adéquat (Fread, 1992) pour la représentation de l'écoulement sur la partie terrestre
Propagation de l'onde d'écoulement dans le chenal	Équation de l'onde cinématique modifiée	Équation de l'onde diffusante		Simplicité par rapport équations complètes de Saint-Venant, donc économie de calcul Disponible sans délai

vapeur (Annexe 1).

Or seules les stations d'Ottawa et de Montréal, toutes deux situées à 80 km du centre du bassin de la rivière Raisin, ont enregistré ce type de données. À cause de l'importance que cette distance pourrait avoir sur les données de vent en particulier, nous avons préféré ne pas utiliser les données de ces stations et donc ces équations physiques. Cependant, HYDROTEL offre la possibilité d'utiliser l'équation de Linacre (Linacre, 1977), qui théoriquement nous est apparu un bon choix, car c'est une approximation judicieuse de l'équation de Penman basée sur des données de température minimum et maximum, l'albédo associé à l'occupation du sol en fonction du temps et l'altitude et la latitude des sous-bassins. Dans ce cas, l'évapotranspiration varie en fonction de l'occupation du sol.

³⁰ HYDROTEL 2.1 User's Manual, p. 153.

L'équation de Linacre s'exprime comme suit :

$$E_{Lin} (I) = (\Delta/\Delta + \gamma) \left[[24.41 * (0.75 - A) T_M] / [100 - L_a] + 0.3807 (T_a - T_d) \right] * 10^{-3}$$

$E_{Lin} (I)$ est l'évapotranspiration potentielle pour la classe d'occupation du sol I (m.j⁻¹)

Δ est la pente de la pression de vapeur à saturation à température T_a (mb.°C)

γ est la constante psychrométrique (mb.°C⁻¹)

A est l'albédo

T_a est la température moyenne de l'air (°C)

T_M est l'équivalent au niveau de la mer, de la température moyenne de l'air T_a

($T_M = T_a + 0.006 h_a$) ; h_a étant l'altitude (m)

T_d est la température du point de rosée (°C)

L_a est la latitude moyenne du bassin (°)

($\Delta/\Delta + \gamma$) est représentée par une approximation linéaire en fonction d'un intervalle approprié de T_a par : ($\Delta/\Delta + \gamma$) = C + D * T_a

C est l'intersection à l'ordonnée pour $T_a = 0^\circ\text{C}$, soit dans notre cas, 0.4

D est la pente, dans notre cas, 0.0125 °C⁻¹

1.3.4 LA REPRÉSENTATION DU SOL ET DE L'UTILISATION DU SOL

L'information fournie au modèle quant à la texture du sol et à l'utilisation du sol de chaque sous-bassin provient de cartes numérisées et converties par PHYSITEL pour HYDROTEL.

Pour la texture du sol, on tient compte de 8 classes soit : sable, loam sableux, loam, loam silteux, loam argileux, argile, sol organique et aucun (pour aucun sol).

Pour l'utilisation du sol, on retrouve 6 classes : culture, pâturage, terres humides, urbain, extraction (gravières et sablières) et boisé.³¹ Afin de combler les lacunes possibles, le modèle utilise la possibilité d'une classe intitulé Manquante, si aucune classe n'est applicable à la situation, ce qui n'est pas notre cas³².

³¹ La classe « Boisé » regroupe les couverts de feuillus et de conifères.

³² Le lecteur se référera à l'annexe 2 pour ce qui concerne la classification des utilisations du sol à partir des cartes de 1960-1964 et 1978-1980. Il se référera à l'annexe 5 pour le pré-traitement de ces cartes dans PHYSITEL.

1.3.4.1. La représentation du sol

L'effet du type de sol sur l'écoulement provient des propriétés hydrauliques associées à chaque texture de sol, d'après des mesures en laboratoire pour les textures minérales communes (Tableau 6) (Rawls et al., 1982). Il s'agit des teneurs en eau du sol à saturation, au point de flétrissement, à la capacité au champ, de la conductivité hydraulique à saturation, du potentiel matriciel à saturation, de la distribution de la taille des pores et d'un exposant du coefficient d'assèchement selon Patoine et Fortin (1992). Chaque sous-bassin a la texture du sol qui occupe la plus grande partie de son aire. Les propriétés hydrauliques servent de variables dans les équations du bilan vertical, soit dans le calcul de l'infiltration de l'eau dans les 3 couches de sol, de la teneur en eau de chaque couche et des écoulements hors de ces couches. Le modèle utilise par défaut les valeurs de Rawls, que l'on retrouve fréquemment pour représenter les sols dans différents modèles dont SWAT, mais celles-ci peuvent être modifiées.

En effet, il va sans dire que ces valeurs sont certainement indicatives, mais non suffisantes, pour représenter un sol sur le terrain et non en laboratoire, cultivé et non homogène. La compaction, par exemple, modifie ces valeurs, en particulier la masse volumique apparente à sec (Lindsey et al. 1988), qui à son tour influence la conductivité hydraulique et la teneur en eau. Todd (1980) note que si les sédiments meubles ont une porosité variant de 30 % (sable et gravier) à 55 % (argile), les sols, eux, ont une porosité variant de 50 à 60 % et le sol organique de 60 à 80 %. Or comme sur le terrain le sol n'est pas purement minéral puisqu'il contient une certaine part de matière organique provenant du labour de l'humus dans le sol, on comprend que les valeurs de laboratoire de Rawls ne sont pas parfaitement applicables dans le cas du bassin de la rivière Raisin. Non seulement le bassin compte-t-il 18 % de sols organiques mais aussi les autres sols contiennent-ils environ 5 % de matière organique (Matthews and Richards, 1954 et Matthews, Richards and Wicklund, 1957).

Nous avons dans la première partie de notre étude, utilisé dans le modèle ces valeurs par défaut – de façon à avoir un témoin éprouvé du fonctionnement d'HYDROTEL – et dans une deuxième partie, nous avons ajouté une classe au tableau des valeurs de Rawls et al. (1982) pour pouvoir tenir compte des propriétés hydrauliques propres aux sols organiques. Les valeurs des propriétés hydrauliques des sols organiques ont été déterminées d'après la littérature (Annexe 3). Nous ajoutons donc une nouvelle matrice de données présentée au tableau 7.

Tableau 6. Propriétés³³ hydrauliques en fonction de la texture du sol (Rawls et al. 1982 et Patoiné et Fortin, 1992)

Texture	Clay	Silt	Clay + Silt	Sand	Clay + Silt + Sand	Clay + Silt + Sand + Organic	Clay + Silt + Sand + Organic + Inorganic
Manquante	0	0	0	0	0	0	0
Sable	0.417	0.091	0.033	0.21	0.1598	0.694	10.0
Loam sableux	0.412	0.207	0.095	0.0259	0.3020	0.378	4.5
Loam	0.434	0.270	0.117	0.0132	0.4012	0.252	3.5
Loam silteux	0.486	0.330	0.133	0.0068	0.5087	0.234	3.0
Loam argileux	0.390	0.318	0.197	0.0023	0.5643	0.242	2.0
Argile	0.385	0.396	0.272	0.0006	0.8560	0.165	0.5
Aucun	0	0	0	0	0	0	0

Tableau 7. Propriétés hydrauliques utilisées pour les sols organiques

	θ_s	θ_r	θ_{min}	λ	α	β	γ
Sol organique	0.8	0.7	0.4	0.08	0.01	0.8	0.5

1.3.4.2 La représentation de l'utilisation du sol

HYDROTEL représente le rôle hydrologique de la végétation dans 4 sous-modèles selon le tableau 8.

L'albédo est le rapport de la radiation solaire réémise par une surface à la radiation solaire incidente sur l'ensemble du spectre visible. L'indice foliaire est un indice défini par Watson (1947), s'échelonnant généralement de 0 à 12 (Chang, 1968) représentant l'importance physique de la feuille du début à la fin de sa croissance, ce qui permet de tenir compte de l'ombre que la plante fait sur le sol et donc de ne pas surestimer l'évaporation. La profondeur racinaire se définit comme la profondeur moyenne des racines de la plante en mètre.

Nous avons établi un calendrier bioclimatique pour les couverts de sol sur le bassin de la rivière Raisin (Tableau 9), basé sur un sondage réalisé auprès de la population agricole (Needham, 1995).

³³ Ne sont retenues dans ce tableau que les classes retrouvées sur le bassin de la rivière Raisin

Tableau 8. Représentation de l'utilisation du sol dans HYDROTEL

Évolution du couvert nival	<ul style="list-style-type: none"> ◆ Non forestier ◆ Feuillus ◆ Conifères <p>(ces deux dernières classes n'en forment qu'une dans le cas du bassin de la rivière Raisin, où la forêt est mixte)</p>
Évapotranspiration potentielle	Toutes les classes (6) sont représentées par le calendrier de leurs valeurs d'albédo (Tableau 10)
Évapotranspiration réelle	Toutes les classes (6) sont représentées par leurs valeurs de profondeur racinaire (Tableau 11) et d'indice foliaire (Tableau 12) telles qu'elles varient selon un calendrier bioclimatique moyen (Tableau 9)
Bilan hydrique vertical	Toutes les classes (6) sont représentées par leurs valeurs de profondeur racinaire (Tableau 11) et d'indice foliaire (Tableau 12) telles qu'elles varient selon un calendrier bioclimatique moyen (Tableau 9)
Écoulement sur la partie terrestre du bassin	<ul style="list-style-type: none"> ◆ Forestier ◆ Eau ◆ Autres

Tableau 9. Calendrier bioclimatique moyen pour le bassin de la rivière Raisin

Jour Julien	Date	Événement
1	1 ^{er} janvier	Neige fraîche, glace sur cours d'eau Absence de culture, absence de feuilles
60	1 ^{er} mars	Neige fondante, mélange de glace et d'eau sur cours d'eau Absence de culture et de feuilles
105	15 avril	Absence de neige, disparition de la glace, sol détrempé Début de la croissance
121	1 ^{er} mai	Sol humide Feuilles, plantation des semences
152	1 ^{er} juin	Sol plus sec Coupe du foin
182	1 ^{er} juillet	Sol sec Coupe du foin
213	1 ^{er} août	Sol sec Coupe du foin, coupe de l'orge, maïs en fleur
258	15 septembre	Coupe du foin, soupe du soja, résidus dans les champs
288	15 octobre	Sol détrempé Chute des feuilles Coupe du maïs, résidus dans les champs
319	15 novembre	Neige au sol

Grâce à ce tableau et à la littérature, on peut établir une matrice des propriétés

physiques associées à l'utilisation du sol. On utilise 3 matrices, une pour l'albédo (Tableau 10), une pour la profondeur racinaire (Tableau 11) et une pour l'indice foliaire (Tableau 12). Le tableau de l'albédo a été établi selon les valeurs de Wilson and Henderson-Sellers (1985), Monteith (1973), Bariou et al. (1985) et SWAT 99 (Arnold et al., 2000). Le tableau de l'indice foliaire a été établi d'après des valeurs citées par Chang (1968) et Swat 99 (2000) et celui de la profondeur racinaire d'après Swat 99 (Arnold et al., 2000).

Enfin, notons que le drainage subsuperficiel n'est pas représenté dans HYDROTEL. Nous aurions pu aussi, suite à la numérisation des cartes de drainage, modifier une à une les propriétés hydrauliques de chaque sous-bassin selon qu'il était drainé ou pas. Nous avons abandonné cette alternative, faute de temps.

HYDROTEL ne représente pas non plus la tourbière du point de vue hydrologique, mais cela est légèrement compensé par la représentation des propriétés hydrauliques des sols organiques, comme expliqué ci-dessus. Il tient compte quand même d'une classe d'utilisation du sol appelé « Terres humides » et qui représente le couvert de sol qui caractérise les tourbières et les marécages, par le calendrier moyen de son albédo, sa profondeur racinaire et son indice foliaire.

Tableau 10. Calendrier de l'albédo par classe d'utilisation du sol

Jour julien	Manquante	Culture	Extraction	Pâturage	Terres humides	Urbain	Boisé
1	0	0.8	0.85	0.75	0.75	0.7	0.25
60	0	0.45	0.45	0.4	0.4	0.3	0.2
105	0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.15	0.15
121	0	0.07	0.1	0.1	0.1	0.15	0.2
152	0	0.15	0.3	0.15	0.15	0.15	0.2
182	0	0.2	0.3	0.15	0.15	0.15	0.2
213	0	0.2	0.3	0.15	0.15	0.15	0.2
258	0	0.2	0.25	0.15	0.15	0.15	0.2
288	0	0.07	0.1	0.07	0.09	0.1	0.1
319	0	0.4	0.4	0.4	0.2	0.1	0.15
365	0	0.8	0.85	0.75	0.75	0.7	0.25

Tableau 11. Calendrier de la profondeur racinaire (m) par classe d'utilisation du sol

Jour julien	Manquants	Culture	Extraction	Pâturage	Tailles numérisées	Utilisation	Profondeur
1	0	0	0	0.5	0.5	0	3
60	0	0	0	0.5	0.5	0	3
105	0	0	0	1	1	0	3
121	0	1	0	1	1	0	3
152	0	2	0	2	2	0	3
182	0	2	0	2	2	0	3
213	0	2	0	2	2	0	3
258	0	2	0	2	2	0	3
288	0	2	0	2	2	0	3
319	0	0	0	0.5	0.5	0	3
365	0	0	0	0.5	0.5	0	3

Tableau 12. Calendrier de l'indice foliaire par classe d'utilisation du sol

Jour julien	Manquants	Culture	Extraction	Pâturage	Tailles numérisées	Utilisation	Indice foliaire
1	0	0	0	0	0	0	1
60	0	0	0	0	0	0	1
105	0	0	0	1	1	0	3
121	0	1	0	3	2	0	4
152	0	3	0	5	3	0	5
182	0	4	0	5	3	0	6
213	0	5	0	5	3	0	6
258	0	5	0	0	2	0	3
288	0	0	0	0	2	0	1
319	0	0	0	0	0	0	1
365	0	0	0	0	0	0	1

1.4 L'approche d'utilisation du modèle

On considère que les changements d'utilisation du sol réalisés entre 1964 et 1978 s'apparentent à ce que Fritsch (1995) appelle « un traitement », soit une modification du bassin par rapport à son état initial. On compare les conditions hydrologiques antérieures au traitement à celles suivant le traitement. L'étude

s'intéresse à 2 variables pour lesquelles la méthode d'analyse sera semblable :

1. Le débit par jour au tronçon de la jauge de la Division des relevés hydrologiques du Canada : S
2. L'humidité du sol par sous-bassin, par jour : H

Ces variables sont suivies en fonction de l'état d'utilisation du sol E qui caractérise une période P .

Si S correspond aux « sorties hydrologiques » à la jauge à la sortie du bassin traité, alors l'impact du traitement sur le débit s'exprime par la différence entre S_1 , les sorties hydrologiques du bassin enregistrées à la suite du traitement et S_0 , les sorties hydrologiques qui auraient été enregistrées à la jauge en l'absence de traitement, toute autre condition étant inchangée.

Soit E_0 l'état d'utilisation du sol mixte tel qu'apparaissant sur la carte de la *Land Use Series* (Department of Mines and Technical Survey, 1960-1964a et b) dont les levés se sont étendus de 1960-1964.

Soit E_1 , l'état d'utilisation du sol mixte tel qu'apparaissant sur la carte de l' *Agricultural Land Use Systems* (Ontario Ministry of Agriculture and Food, 1978-1980a-e), dont les levés se sont étendus à la période P_1 de 1978 à 1980.

Le changement d'état entre E_0 et E_1 , serait de deux types changements d'utilisation du sol :

- * peu de changements brutaux : déboisement ou reboisement d'une parcelle. Il ne subit pas d'incendie ou de tempêtes dévastatrices.
- * plusieurs changements progressifs : déboisement ou reboisement à l'échelle du champ, changement du système de culture à l'échelle du champ.

Il est à noter que le bassin subit aussi d'autres changements susceptibles de modifier l'hydrologie, soit au niveau du chenal – où ces changements sont de types brutaux et dont on ne peut tenir compte, faute d'information – soit au niveau de climat, où on retrouve un changement progressif et des fluctuations plus brutales, dont nous tiendrons compte.

L'objectif principal des simulations est de mettre en évidence le changement hydrologique apporté par le traitement. Pour ce faire, on compare les sorties de la période P_1 sur E_0 et sur E_1 . En d'autres mots, dans un cas le débit est simulé sans changement d'utilisation et dans l'autre, avec changement.

Pour ce faire, on simule le débit pour la période P_1 1979-1982 sur un bassin en

état E_0 . On obtient pour la période P_1 des sorties S_0 . On reprend la simulation pour la période P_1 , sur un bassin en état E_1 . On obtient pour 1979-1982 des sorties S_1 . On déduit l'effet du traitement de E_0 vers E_1 par comparaison de S_0 et de S_1 pour la période P_1 .

1.4.1 LES SCÉNARIOS DE SIMULATION

Afin de comprendre l'effet des différentes utilisations du sol sur le bassin de la rivière Raisin, nous avons décidé de simuler 5 scénarios couvrant la gamme possible d'utilisations du sol. Chaque simulation produit le débit journalier au site de la jauge de débit de la Division des relevés hydrologiques du Canada et la teneur en eau du sol moyenne chaque jour pour chaque sous-bassin.

1.4.1.1. Scénario 1: un bassin entièrement boisé

La première simulation consiste à simuler le débit sur un bassin où tous les sous-bassins sont boisés.

1.4.1.2 Scénario 2: un paysage entièrement déboisé³⁴ à la faveur de la grande culture

On simule un bassin totalement déboisé mais couvert par la grande culture.

1.4.1.3 Scénario 3: un paysage dont l'utilisation est mixte

Entre ces extrêmes, on retrouve un scénario réaliste des utilisations de sol connues en 1978-1980.

1.4.1.4 Scénario 4: aucun changement à l'utilisation du sol

Afin de mettre en évidence l'impact du changement d'utilisation du sol entre 1964 et 1978, nous simulerons le débit et la teneur en eau du sol en 1979-1982 sur l'utilisation du sol de 1960-1964, soit comme si le changement d'utilisation du sol n'avait pas eu lieu.

1.4.1.5 Scénario 5: l'état pré-établissement humain

On simule un couvert original possible, avant intervention humaine. D'une part, il s'agit d'un couvert forestier mixte sur la majorité du bassin, d'après l'étude sur la forêt modèle de l'Est de l'Ontario (Keddy, 1994) et d'autre part, d'une grande proportion de zones humides herbacées (Snell, 1987).

³⁴ Il est à noter qu'il n'est pas possible de simuler l'impact réel pendant le déboisement, qui est important hydrologiquement et complexe car très dépendant que la méthode de déboisement utilisée. Cependant, on peut ici simuler le changement hydrologique une fois l'équilibre établi, soit 4 à 5 ans suivant le changement.

On simule donc un bassin où l'on retrouve boisés et terres humides, en tenant compte des sols organiques.

2. LES TECHNIQUES : modèle, SIG, bases de données

Il va sans dire que la part technique de ce projet est considérable. De la saisie des données jusqu'à l'étalonnage du modèle, il existe une série d'étapes, toutes nécessaires à la réalisation du projet, mais dont la lecture du rapport n'est pas essentielle au lecteur pour suivre l'étude. Ainsi, afin d'alléger le texte, le lecteur se référera aux annexes.

2.1 Saisie et mise en forme de banques de données météorologiques et hydrométriques

Nous avons choisi d'utiliser 6 stations météorologiques pour représenter les conditions météorologiques du bassin. Elles sont situées à Cornwall (ville de Cornwall et Cornwall Ontario Hydro), Russell, Morrisburg, Avonmore et Glen Gordon (Figure 1). Il s'agit de toutes les stations qui couvrent la période étudiée, qui se situent à proximité du bassin étudié et qui soient bien distribuées autour du bassin (au taux de 1 station par 167 km² sur une région de 1000 km²), de façon à permettre une bonne représentation des variations spatiales des conditions météorologiques. Russell est la station la plus éloignée, mais elle est nécessaire afin de compléter les banques de données pour lesquelles certaines données sont manquantes. Une analyse de corrélation permet de vérifier que les données interpolées, en particulier les précipitations, soient le plus représentatives possible des données observées. Les fichiers de données météorologiques et hydrométriques sont présentés sous forme matricielle et ainsi lus directement par HYDROTEL pendant la simulation.

2.2 Le modèle physiographiques/hydrographique PHYSITEL

PHYSITEL est un modèle d'analyse spatiale qui permet de convertir les données de cartographie numérique dans un format lisible par HYDROTEL.

2.2.1 PRÉPARATION DES DONNÉES POUR L'IMPORTATION DANS PHYSITEL

Il s'est agi ici de la préparation des données physiographiques, sous forme de cartes converties postérieurement en fichier matriciel, puis transcrites par PHYSITEL pour HYDROTEL.

Un SIG est donc nécessaire pour la numérisation des cartes au 1/50000^e couvrant le bassin-versant et pour l'association des banques de données spatiales. Nous avons créé 3 banques de données géoréférencées matricielles en utilisant les logiciels *ArcInfo*, *ArcView* et *Idrisi*.

1. Banque de données topographiques géoréférencées, qu'il a fallu ensuite transformer en modèle numérique d'altitude (MNA) à l'aide du logiciel *PCI* par interpolation spatiale des courbes de niveau. C'est une étape clef de la préparation des données (Annexe 4).
2. Deux banques de données géoréférencées de textures de sol (une carte excluant les sols organiques et une carte les incluant)
3. Banque de données géoréférencées d'utilisation du sol en 1960-1964 et 1978-1980, dont les classes d'utilisation ont dû être standardisées (Annexe 2), de façon à ce que les 2 périodes soient comparables.

2.3 Étalonage

Le choix des sous-modèles de HYDROTEL est présenté en annexe 1.

2.3.1 PERFORMANCES DE L'ÉTALONNAGE

« L'étalonage d'un modèle hydrologique est l'exercice qui consiste à ajuster les paramètres de ce modèle de manière à minimiser les écarts entre certaines variables simulées et les valeurs mesurées de ces mêmes variables » (Fortin et al. 2000).

La qualité de la reproduction du patron du débit observé (Q_o) par le débit simulé (Q_c) par le modèle est généralement évaluée à la fois par des critères visuels et par critères statistiques. HYDROTEL évalue automatiquement 2 critères statistiques :

- Le coefficient de Nash-Sutcliffe (qui doit être proche de 1) :

$$\text{Coefficient de Nash-Sutcliffe} = 1 - \frac{[\sum(Q_c - Q_o)^2]}{[\sum(Q_o - Q_o)^2]}$$

- et la racine carrée de l'écart quadratique moyen (RCEQM) (qui doit être faible) :

$$\text{RCEQM} = \sqrt{\sum (Q_o - Q_c)^2}$$

L'étalonage d'HYDROTEL pour la rivière Raisin repose sur la variable débit journalier, telle que mesurée à la station hydrométrique 02MC001 d'Environnement Canada.

2.3.1 CHOIX DE LA PÉRIODE UTILISÉE POUR L'ÉTALONNAGE

À l'origine, nous avons choisi 2 périodes d'étalonnage, qui correspondent chacune aux périodes des cartes d'utilisation du sol : 1965-1970 et 1978-1983. Cependant, le fait de procéder à l'étalonnage à la fois sur 10 ans et sur un bassin dont les conditions avaient éventuellement changé au cours de la période nous limitait dans l'obtention d'une bonne performance de reproduction du débit observé par le débit simulé (un coefficient de Nash-Sutcliffe de 0.6 et 0.66 respectivement, alors que ces valeurs devraient être proche de 1 et un volume total évacué de 68 % du volume observé et de 80 %, respectivement).

Nous avons alors décidé de nous concentrer sur une courte période et avons choisi 1978-1983. Ensuite, nous n'avons gardé que les années qui offraient la meilleure performance, soit octobre 1979 – octobre 1982. Le tableau 13 présente les performances obtenues pour chaque année.

Tableau 13. Statistiques sur l'étalonnage de la rivière Raisin au pas de temps de 24 heures pour simulation excluant les sols organiques

	Année	Coefficient de Nash-Sutcliffe	Volume évacué (%)	Volume évacué (%)
Textures de sol excluant les sols organiques	1979-1980	0.77	0.2	88
	1980-1981	0.83	0.2	87
	1981-1982	0.68	0.3	92
	1979-1982	0.77	0.1	82
Textures de sol incluant les sols organiques	1979-1980	0.78	0.2	87
	1980-1981	0.88	0.2	81
	1981-1982	0.68	0.3	91
	1979-1982	0.78	0.1	86

Les tableaux 14 et 15 présente les paramètres d'étalonnage choisis.

Seuls les paramètres d'épaisseur du sol et le coefficient multiplicatif de l'évapotranspiration potentielle sont modifiés lors de l'étalonnage du bassin en tenant compte des sols organiques, de façon à ce que l'on puisse comparer les résultats des simulations qui tiennent compte des sols organiques et celles qui les ignorent. Cependant, la performance devait être maintenue et cela a nécessité ces deux légers ajustements.

La figure 34 présente les débits simulés par rapport aux débits observés entre 1978 et 1982, par une simulation excluant les sols organiques et la figure 35, par une simulation tenant compte des sols organiques. On constate qu'avec ce jeu de paramètres, les événements hydrologiques de la simulation sont généralement synchronisés avec ceux des événements observés. L'intensité des événements est

Tableau 14. Valeurs des paramètres d'étalonnage pour simulation excluant les sols organiques

Paramètre	Valeur
Température de passage de pluie en neige	0.5 °C
Facteurs de fonte (feuillus, non forestier)	3.75 6 mm.j ⁻¹ .°C ⁻¹
Seuils de fonte (zone ouverte, feuillus)	-0.75 -0.25 °C
Taux de fonte Neige – Sol	1 mm.j ⁻¹
Densité maximale du couvert de neige	550 kg.m ⁻³
Coefficient de compaction de la neige	0.1 j ⁻¹
Profondeur des 3 couches de sol	0.15 0.35 1.5 m
Coefficient de récession	1.10 ⁻⁶ m.h ⁻¹
Évaporation	X 0.65
Coefficients de rugosité de Manning sur la partie terrestre du bassin (zones forestières, eau, autres)	0.4 0.05 0.3

Tableau 15. Valeurs des paramètres d'étalonnage pour simulation incluant les sols organiques

Paramètre	Valeur
Température de passage de pluie en neige	0.5 °C
Facteurs de fonte (feuillus, non forestier)	3.75 6 mm.j ⁻¹ .°C ⁻¹
Seuils de fonte (zone ouverte, feuillus)	-0.75 -0.25 °C
Taux de fonte Neige – Sol	1 mm.j ⁻¹
Densité maximale du couvert de neige	550 kg.m ⁻³
Coefficient de compaction de la neige	0.1 j ⁻¹
Profondeur des 3 couches de sol	0.15 0.25 1.6 m
Coefficient de récession	1.10 ⁻⁶ m.h ⁻¹
Évaporation	X 0.70
Coefficients de rugosité de Manning sur la partie terrestre du bassin (zones forestières, eau, autres)	0.4 0.05 0.3

relativement bien représentée par la simulation. Elle n'est pas systématiquement trop élevée ni trop faible. La décrue estivale est bien représentée.

Nous avons simulé le débit de la période 1966-1969 avec le jeu de paramètres tels que déterminés par l'étalonnage sur la période 1979-1982. En effet, l'utilisation du sol a changé entre les 2 périodes et nous voulions vérifier l'effet des paramètres choisis sur la simulation pour une période autre que la période d'étalonnage. Comme mentionné plus haut, la performance du modèle est moins bonne pour cette période, mais elle est acceptable. Les statistiques de simulation apparaissent au tableau 16 et la figure 36 permet de comparer visuellement les débits simulés et les débits observés.

Tableau 16. Statistiques sur l'étalonnage de la rivière Raisin au pas de temps de 24 heures pour une simulation excluant les sols organiques

1966-1967	0,81	0,2	108
1967-1968	0,54	0,4	83,3
1968-1969	0,60	0,4	82
1966-1969	0,68	0,2	70,6

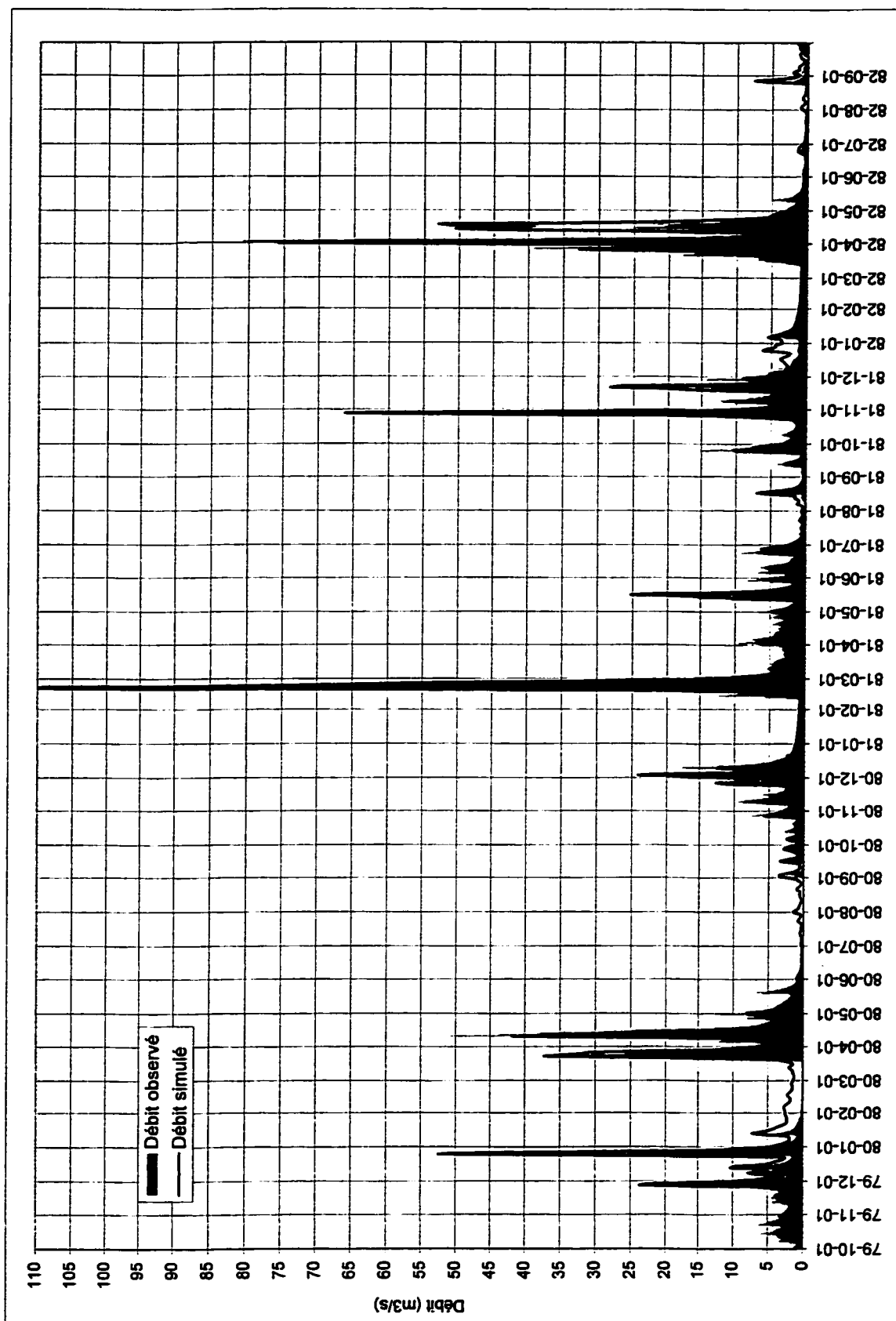


Figure 34. Comparaison du débit observé et du débit simulé, en ne tenant pas compte des sols organiques

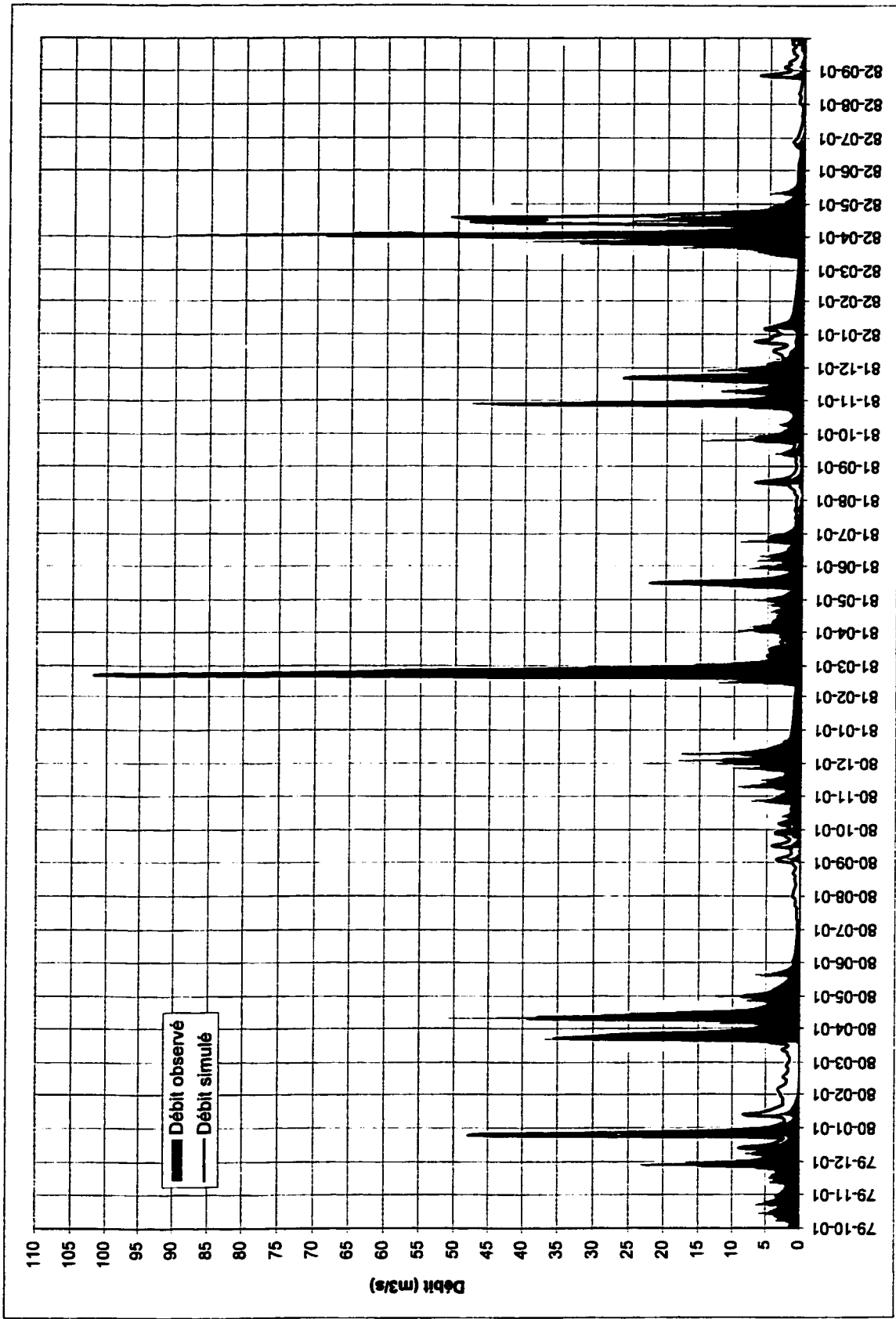


Figure 35. Comparaison du débit observé et du débit simulé, en tenant compte des sols organiques

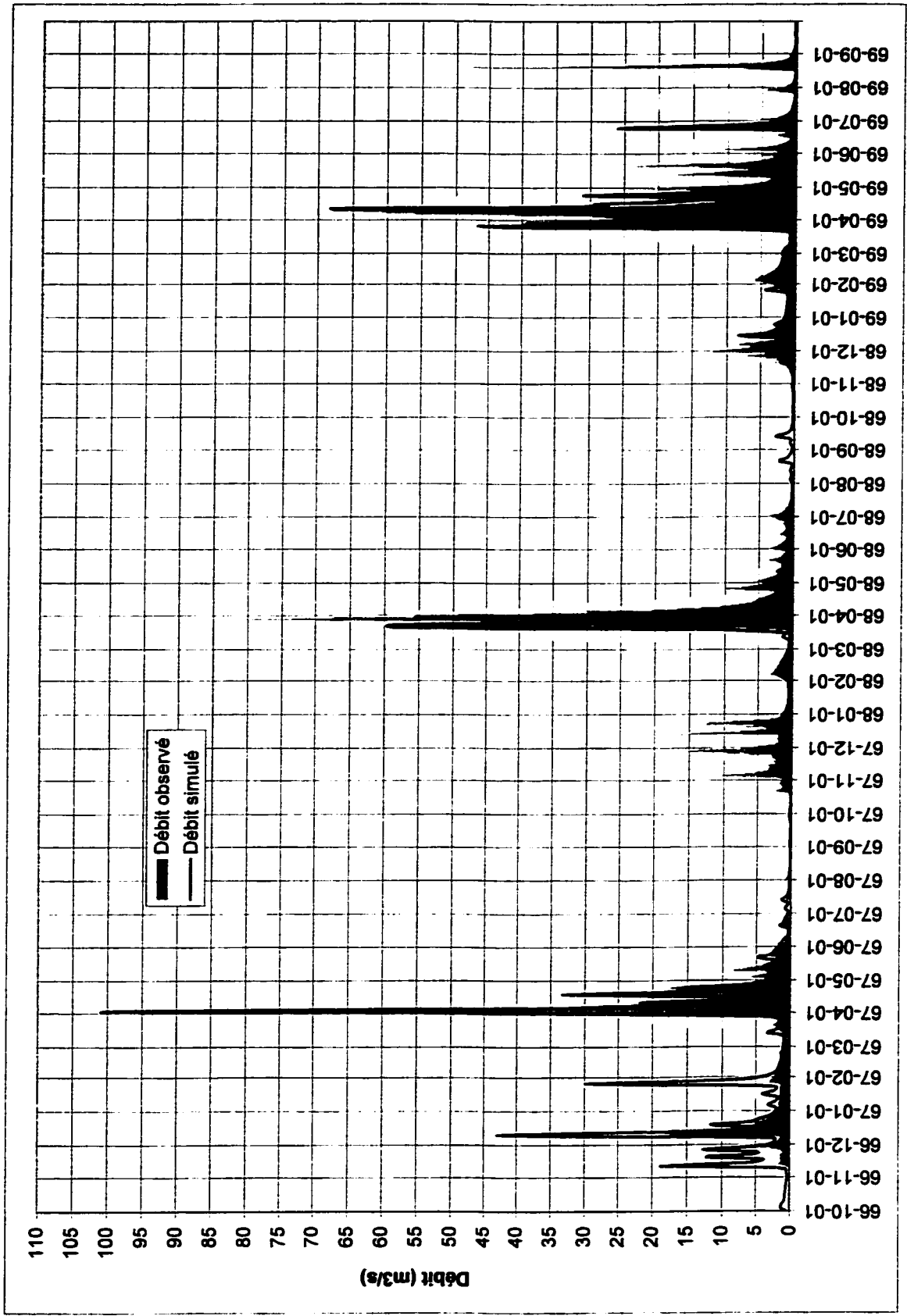


Figure 36. Débit observé et débit simulé, en utilisant les paramètres d'étalonnage de 1979-1982 avec l'utilisation du sol de 1960-1964

1. RÉSULTATS DE L'ANALYSE HYDROLOGIQUE

Le régime hydrologique de la rivière Raisin est mixte nival pluvial. Il est dominé par le pic de la fonte de la neige et par un second pic moins important à la fin de l'automne. Le module est de 5 m³/s à la station hydrométrique 02MC001 (Environment Canada, 1998a).

Une analyse de fréquence de crue projette que la crue printanière atteint 71 m³/s 50 % du temps et que la crue centenaire atteindrait un minimum de 140 m³/s (le maximum enregistré étant de 131 m³/s le 1^{er} avril 1963).

De même, une analyse de fréquence de l'étiage évalue qu'un débit aussi faible que 0.080 m³/s (80 L/s) se produit 50 % du temps et qu'un débit aussi faible que 0.003 m³/s (3 L/s) se produit 5 % du temps. D'ailleurs, comme mentionné au chapitre 2, en 1991, la station hydrométrique indique un débit de 0 m³/s pendant 3 jours à la mi-août (Environment Canada, 1996).

La courbe des débits maximum annuels de 1961 à 1996 montre une tendance linéaire à la baisse, significative à 95 %, alors que l'on ne peut déceler de tendance linéaire pour le débit moyen ni pour le débit minimum annuels (Figure 37). Somme toute, les débits quotidiens montrent moins de variation sur une année, comme en témoigne une tendance linéaire à la baisse, significative à 95 % du coefficient de variation. Ces données suggèrent que le changement hydrologique s'est produit au niveau du débit de crue printanière plus qu'au niveau de l'étiage.

Les données de débit minimum montrent de fortes fluctuations, car celui-ci réagit directement aux conditions climatiques extrêmes, en particulier aux faibles précipitations ou aux températures estivales élevées. La moyenne du débit minimum est 0.072 m³/s. Le débit minimum jamais enregistré est 0 m³/s, les 14, 15, 16 août 1991. Le maximum des débits minimum est 0.509 m³/s l'été 1986, mais la majorité des débits minimum restent sous 0.1 m³/s.

Pour les fins de cette étude, on définit la période d'étiage comme la période pendant laquelle un débit journalier inférieur à 0.5 m³/s est enregistré de façon continue, ou presque continue, car la période est parfois interrompue par une courte période durant laquelle il y a une augmentation du débit, suivie d'un retour à un débit inférieur à 0.5 m³/s. Selon cette définition, les conditions d'étiage ont peu changé depuis le relevé

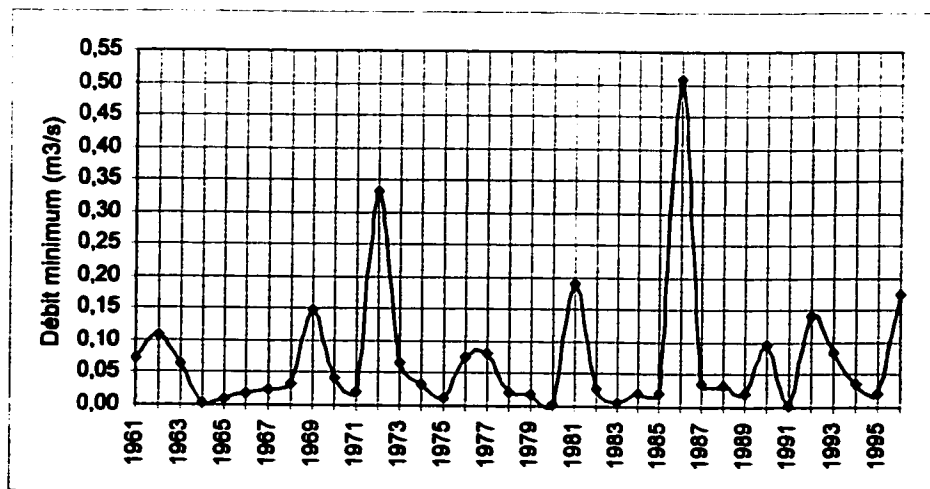
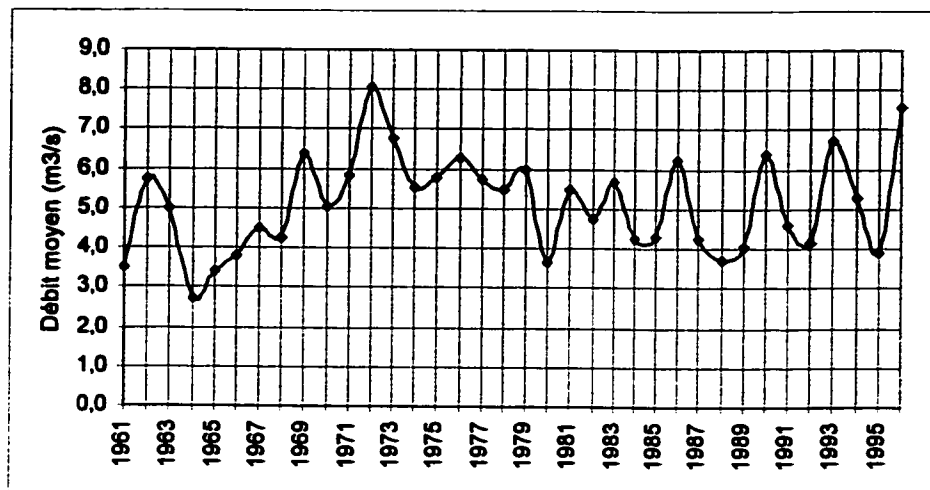
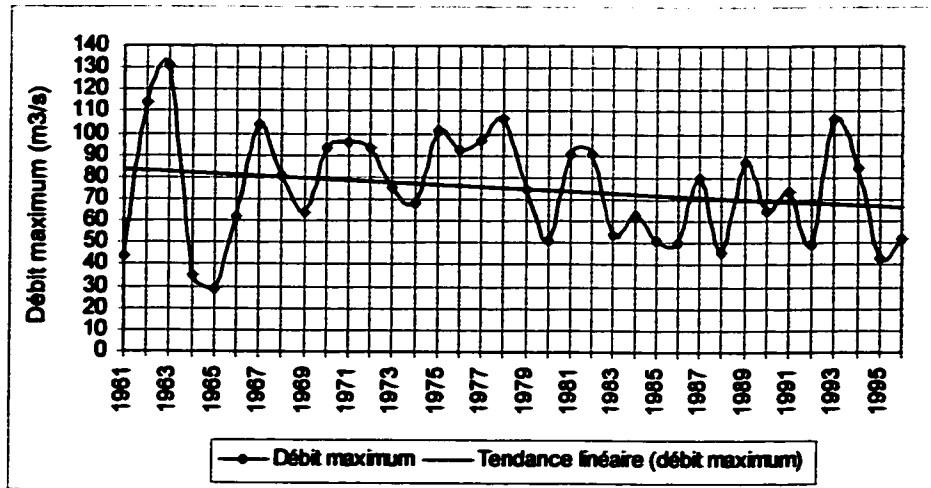


Figure 37. Variations temporelles du débit annuel à la station hydrométrique 02MC001

hydrologique systématique d'Environnement Canada. Leur observation révèle que :

- La durée de la période d'étiage a beaucoup fluctué mais aucune tendance temporelle significative ne peut être décelée (Figure 38). La durée moyenne est de 110 jours. L'étiage le plus long a atteint 205 jours l'été 1978. Une seule fois sur 35 ans, le débit n'est pas descendu sous 0,5 m³/s au cours de l'été et selon notre définition, il n'y a donc pas eu d'étiage l'été 1986.

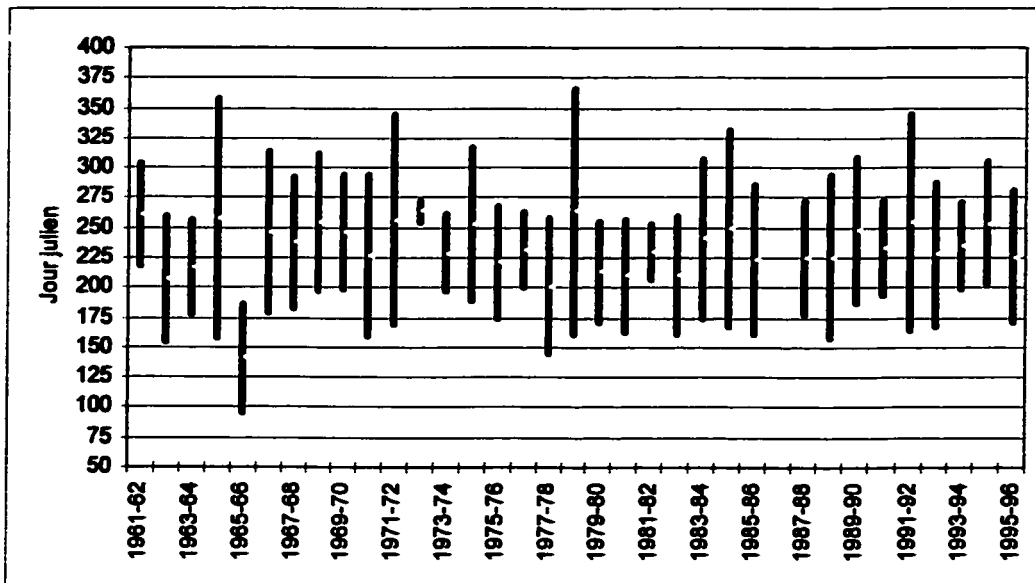


Figure 38. Étendue de la période d'étiage

- Les dates de début et de fin de l'étiage sont elles aussi très variables (Figure 38). Encore ici, il n'apparaît pas de tendance temporelle. L'étiage le plus précoce a commencé le 6 avril 1965 (jour julien 96) et celui qui s'est terminé le plus tard s'est terminé le 1 janvier 1979 (jour julien 366). En moyenne, l'étiage commence le 27 juin, (jour julien 178) et se termine le 25 octobre (jour julien 288).

2. RÉSULTATS DE L'ANALYSE DE CHANGEMENT D'UTILISATION DU SOL

Les figures 39 à 43 présentent les changements d'utilisation du sol par classe d'utilisation du sol entre 1960-1964 et 1978-1980. Le tableau 17 montre une synthèse statistique par classe de changement. On peut observer l'évolution spatiale et temporelle de ces changements sur la figure 44.

Le plus grand changement consiste en l'apparition des grandes cultures entre

1964 et 1978, principalement au détriment du pâturage. Alors que les grandes cultures sont trop mineures pour être représentées en 1964 (Annexe 2), elles comptent 23 % en 1978, alors que le pâturage passe de 61 % à 23 %. On note aussi une extension importante de l'aire boisée, qui passe de 37 % à 51 %. Les autres utilisations, soit l'utilisation urbaine, les terres humides et les zones d'extraction changent peu en terme de superficie.

Il est cependant important de remarquer que chaque utilisation a généralement perdu en superficie ici tout en regagnant ailleurs et il faut donc calculer l'aire totale du bassin concernée par le changement et non la différence nette pour réaliser l'ampleur spatiale de l'ensemble des changements. On constate que 162 km² des 364 km² du bassin jaugé a subi un changement d'utilisation du sol entre 1964 et 1978, soit en 14 ans. Cela correspond à 45 % du bassin jaugé.

Tableau 17. Statistiques du changement d'utilisation du sol entre 1960-1964 et 1978-1980.

Aire en 1960-1964 (km2)	136	221	0,0	1,4	2,7	3,6	
(% de l'aire du bassin jaugé)	37,3 %	60,6 %	0,0 %	0,4 %	0,7 %	1,0 %	100
Aire en 1978-1980 (km2)	186	85	85	2	3	4	
(% de l'aire du bassin jaugé)	50,9 %	23,2 %	23,4 %	0,7 %	0,8 %	1,1 %	100
Différence nette entre 1978 et 1964 (km2)	50	-136	85	1,0	0,0	0,4	
(% de l'aire du bassin jaugé)	13,6 %	-37,4 %	23,4 %	0,3 %	0,0 %	0,1 %	100
Aire d'abandon d'utilisation entre 1964 et 1978 (km2)	14	145	non	0,5	2,2	0,7	162
(% de l'aire du bassin jaugé)	3,7 %	39,7 %	pertinent	0,1 %	0,6 %	0,2 %	44,5
Aire établie entre 1964 et 1978 (km2)	64	8	85	1,5	2,0	1,3	162
(% de l'aire du bassin jaugé)	17,5 %	2,2 %	23,4 %	0,4 %	0,5 %	0,4 %	44,5
Aire inchangée entre 1964 et 1978 (km2)	122	76	non	0,9	0,5	2,9	200
(% de l'aire du bassin jaugé)	33,5 %	20,8 %	pertinent	0,2 %	0,1 %	0,8 %	55,5

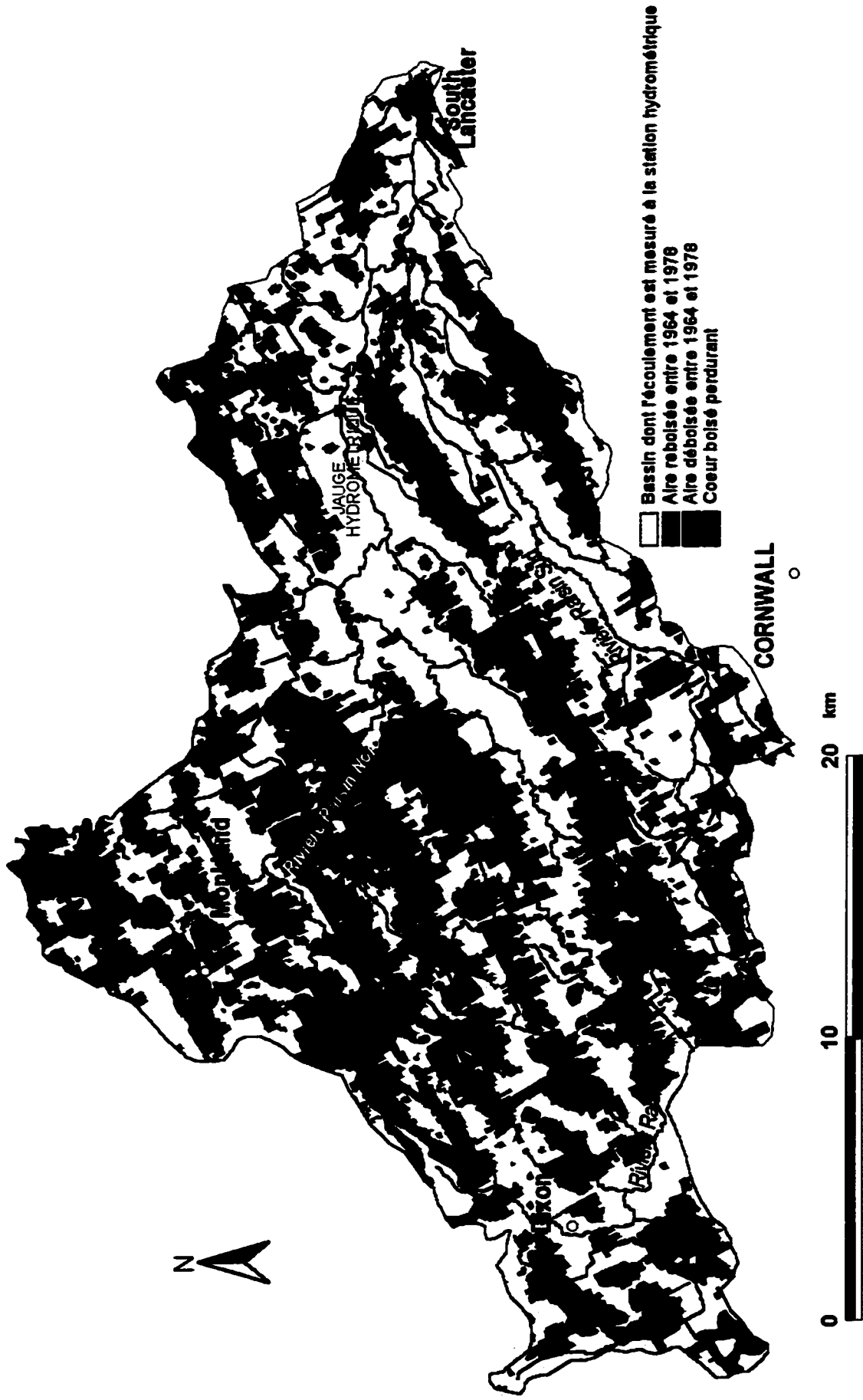


Figure 38. Évolution de la superficie boisée entre 1964 et 1978

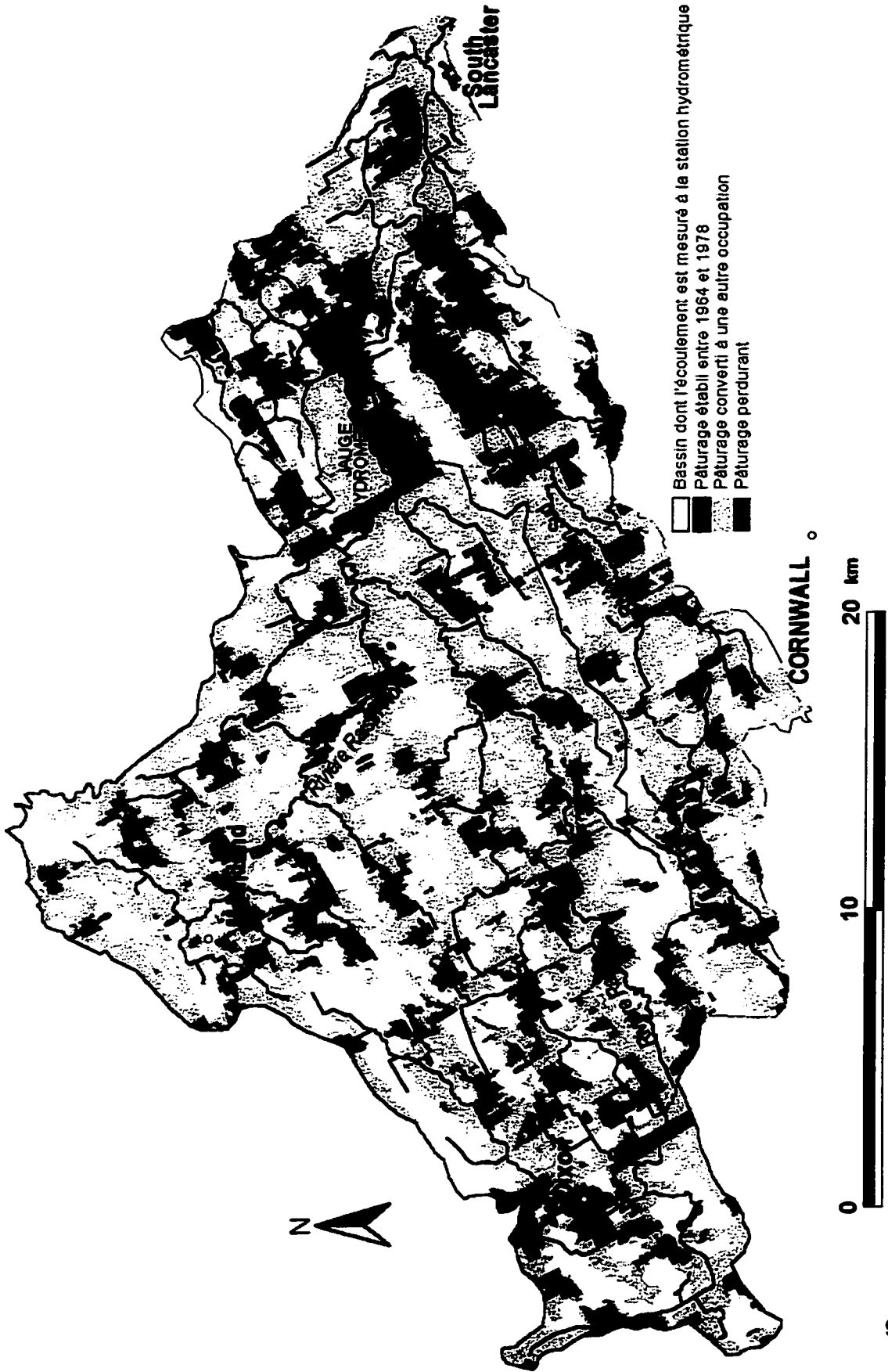


Figure 39. Évolution de la superficie consacrée au pâturage entre 1964 et 1978

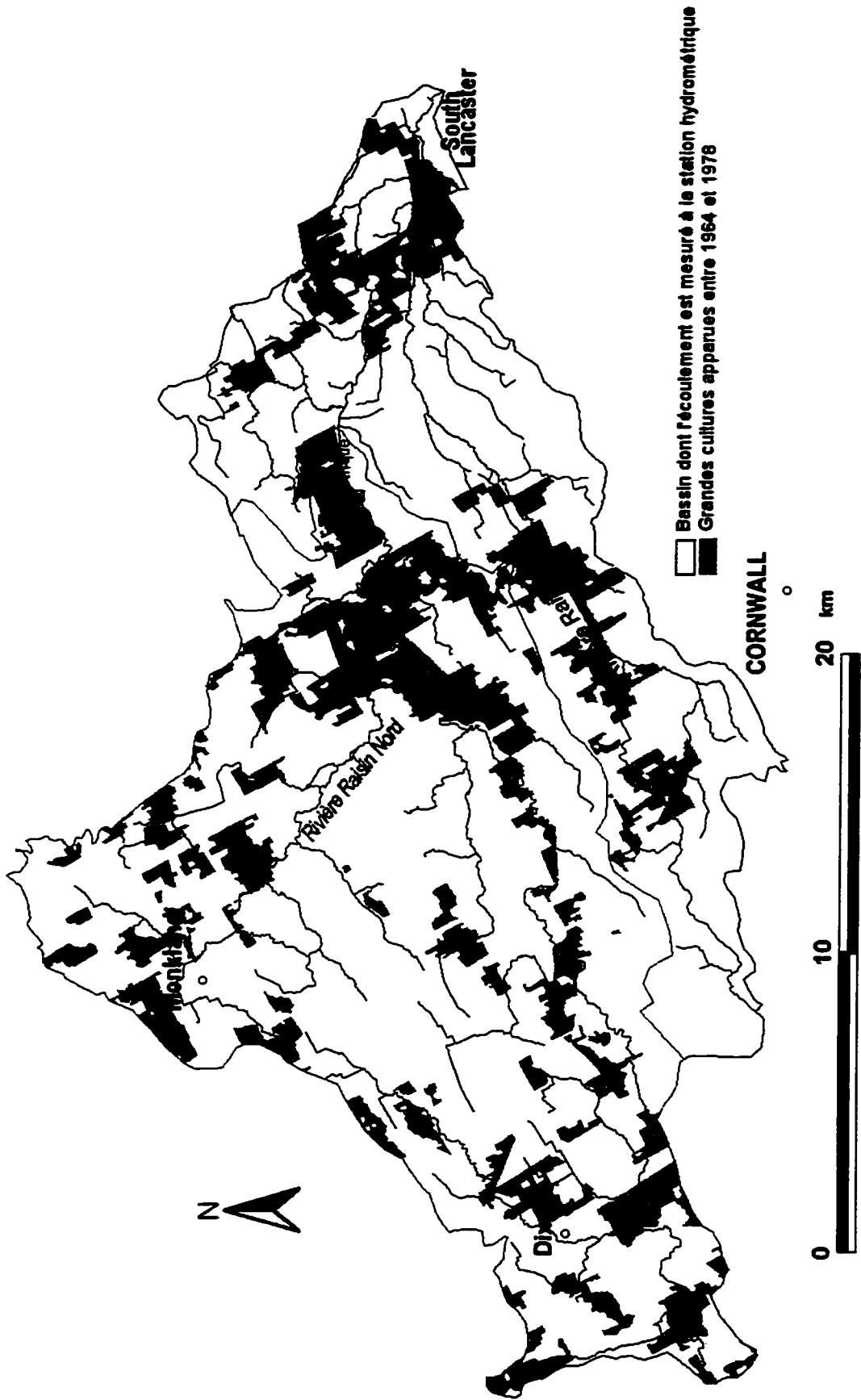


Figure 40. Évolution de l'occupation par les grandes cultures entre 1964 et 1978

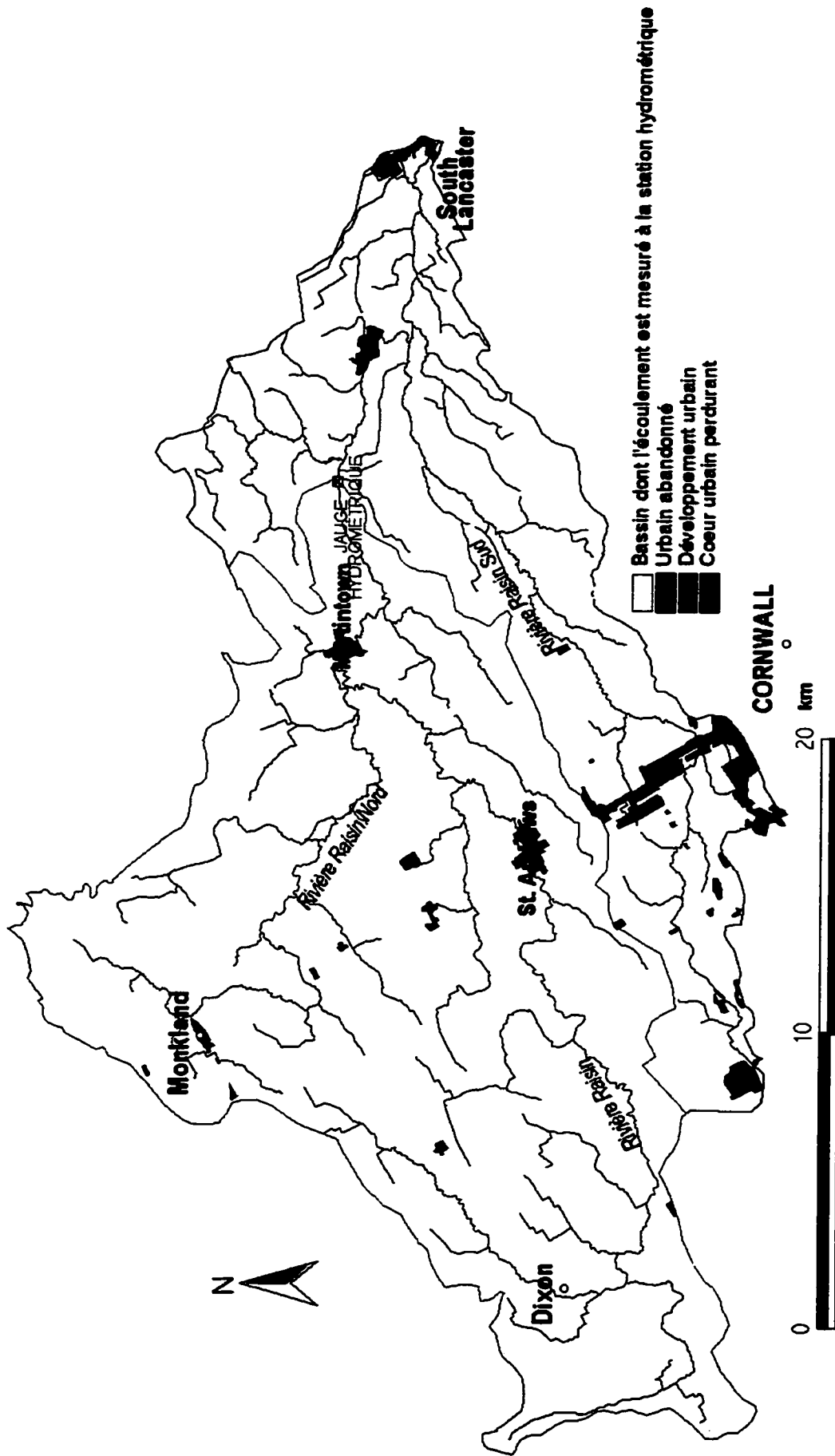


Figure 41. Évolution de l'aire urbaine entre 1964 et 1978

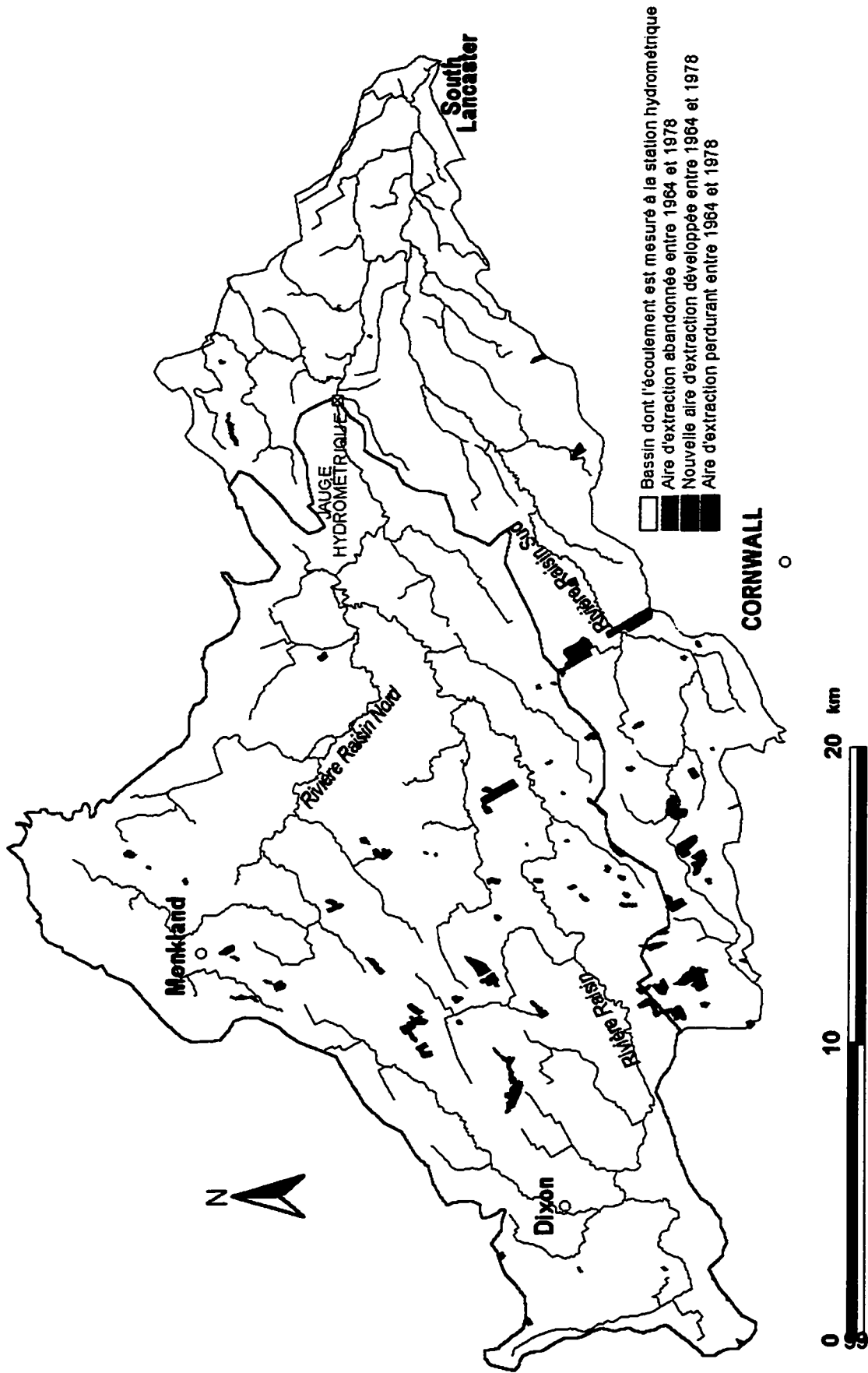


Figure 42. Évolution de l'aire consacrée à l'extraction de sédiments de surface entre 1964 et 1978

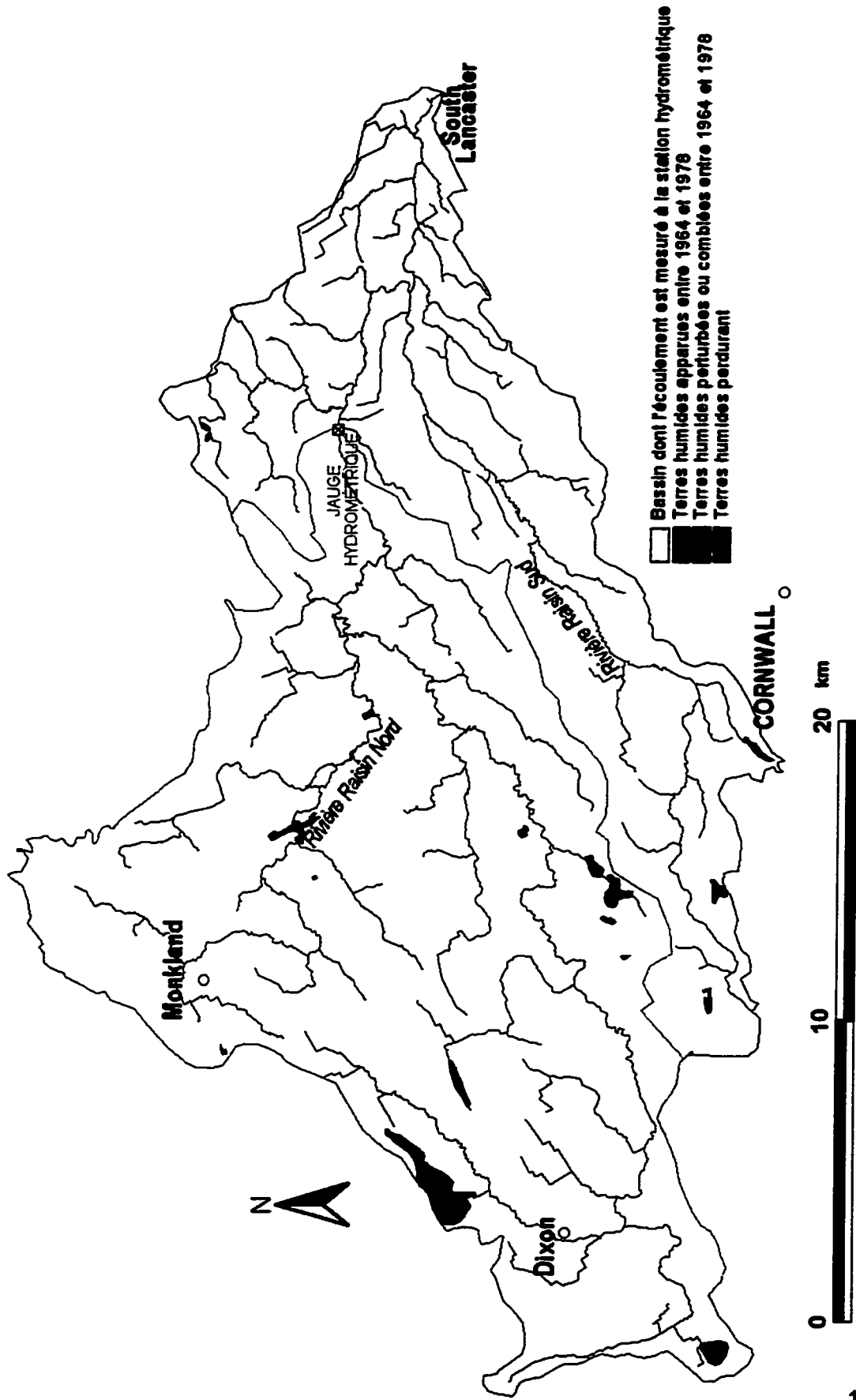


Figure 43. Évolution des terres humides entre 1964 et 1978

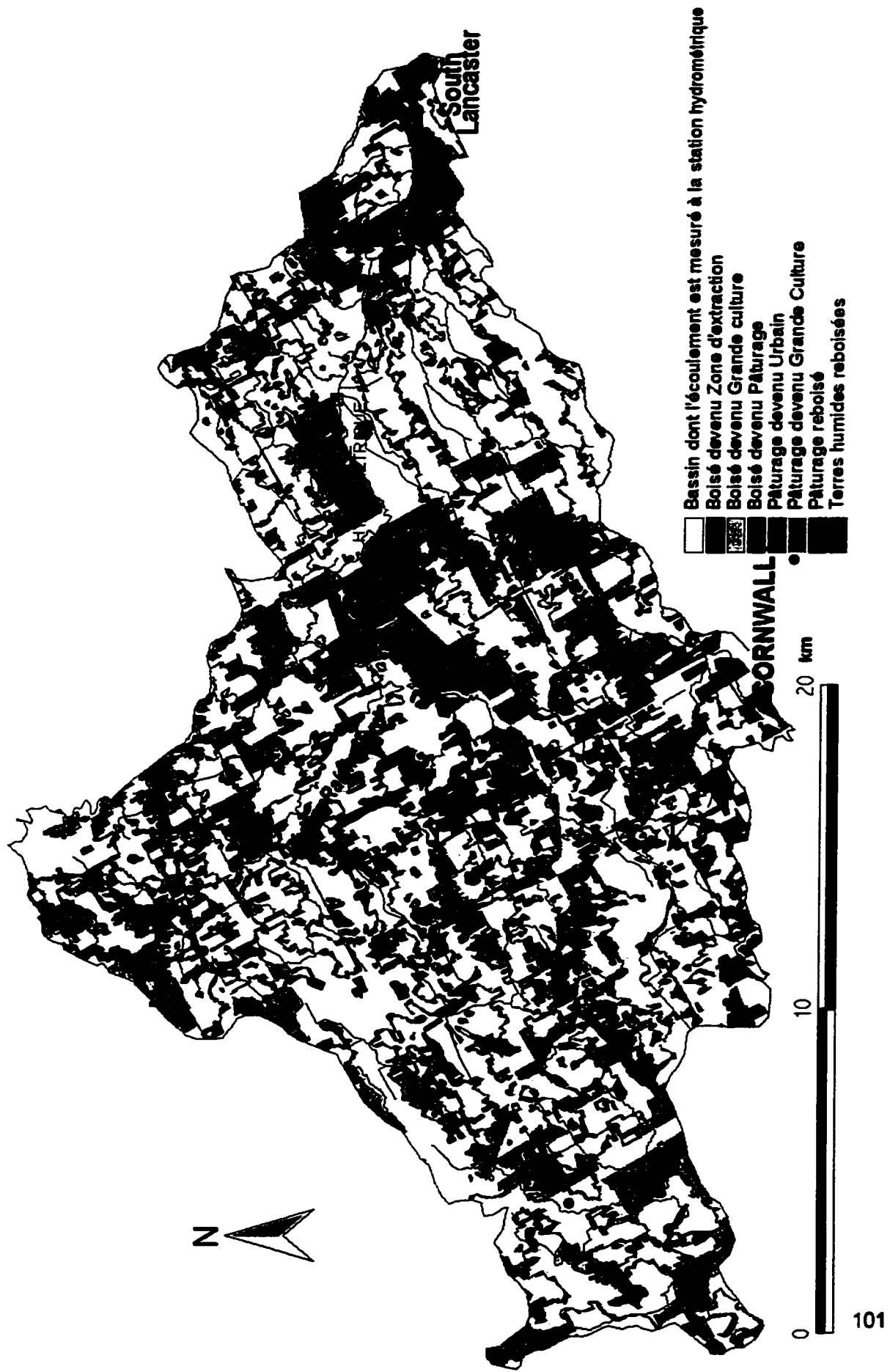


Figure 44. Synthèse des changements d'utilisation du sol entre 1964 et 1978

3. RÉSULTATS DES EXERCICES DE SIMULATION

Une fois le modèle étalonné, les exercices de simulation tels que présentés au chapitre 4 nous permettent de produire des données journalières de débit et de teneur en eau du sol selon le scénario d'utilisation du sol et d'en faire une étude relative entre utilisations.

Nous avons fait deux exercices : l'un sur un bassin où les textures de sol sont représentées par l'option par défaut du modèle, soit par les sols minéraux seulement et en ignorant les sols organiques. Nous avons ensuite répété l'exercice en tenant compte des sols organiques en plus des sols minéraux. Nous avons utilisé deux jeux de paramètres d'étalonnages légèrement différents, afin que les débits simulés soient le plus proche possible.

La question principale est de vérifier si le changement d'utilisation entre 1960-1964 et 1978-1980 a un impact sur les conditions hydrologiques.

Nous commençons donc par simuler les conditions hydrologiques pour la période météorologique 1979-1982 avec l'utilisation du sol selon la carte 1978-1980. Ensuite, nous avons testé les différents scénarios d'utilisation du sol unique, soit un bassin boisé et un bassin de grandes cultures. Les tableaux et cartes suivants présentent les données simulées, qui correspondent à un état ou un autre d'utilisation du sol. Il est important de noter que le *changement* d'utilisation du sol proprement dit n'est pas simulé. Ce qui est simulé n'est qu'un état d'utilisation, simple ou mixte. C'est la comparaison des résultats de simulation qui permet de déduire l'effet du passage d'un état d'utilisation à un autre sur l'hydrologie. Or on sait que le *changement* d'utilisation, c'est-à-dire l'activité humaine qui permet de modifier l'utilisation du sol, est accompagné d'un effet hydrologique souvent plus intense que l'effet du changement de couvert de sol proprement dit (Hornbeck et al., 1970). On étudie donc ce qui caractérise d'un point de vue hydrologique un couvert par rapport à un autre.

3.1 Sols minéraux seulement

Le tableau 18 présente la synthèse des résultats concernant les débits simulés en fonction de l'utilisation du sol. Le tableau 19 présente les résultats de teneurs en eau.

Tableau 18. Débits simulés en fonction de l'utilisation du sol

	Année hydrologique	Utilisation mixte 1979-1980	Boisée	Cultures	Utilisation mixte 1980-1982
Volume simulé Grande Culture (mm)	Moyenne	132747	158952	107890	124263
	1979-1980	113222	131712	96589	108197
	1980-1981	137370	179246	96075	123080
	1981-1982	147649	165899	131005	141533
Débit (mm)	Moyenne	4.21	5.04	3.42	3.94
	1979-1980	3.58	4.17	3.05	3.42
	1980-1981	4.36	5.68	3.05	3.90
	1981-1982	4.68	5.26	4.15	4.49
Débit minimum (mm)	Moyenne	0.207	0.399	0.094	0.170
	1979-1980	0.183	0.403	0.0769	0.165
	1980-1981	0.301	0.535	0.147	0.235
	1981-1982	0.138	0.26	0.0579	0.11
Débit (mm)	Moyenne	80	84	100	85
	1979-1980	53	51	55	52
	1980-1981	113	99.5	143	120
	1981-1982	75.8	101	103	81.9
Coefficient de variation du débit (%)	Moyenne	226 %	199 %	297 %	241 %
	1979-1980	196 %	165 %	236 %	205 %
	1980-1981	262 %	207 %	396 %	293 %
	1981-1982	221 %	226 %	259 %	225 %

3.1.1 DÉBITS SIMULÉS SUR LA PÉRIODE MÉTÉOROLOGIQUE 1979-1982 : COMPARAISON ENTRE LES SCÉNARIOS 1 ET 2 (UTILISATION BOISÉE ET UTILISATION PAR LA GRANDE CULTURE) ET LES CONDITIONS RÉELLES SIMULÉES PAR LE SCÉNARIO 3

On peut comparer, à l'aide des figures 45 et 46, le débit journalier simulé pour deux utilisations du sol différentes :

1. un bassin entièrement boisé
2. un bassin occupé uniquement par la grande culture

Il est utile de se référer à la courbe de débit produite par la simulation de la situation réaliste d'alors : une utilisation mixte telle que décrite par la carte d'utilisation du sol de 1978-1980.

On observe qu'un bassin occupé par la grande culture évacue moins d'eau (81 % du volume d'eau évacué annuellement en moyenne sur trois ans par un bassin dont l'utilisation est mixte telle qu'en 1978-1980) qu'un bassin à utilisation mixte (1978-1980) alors qu'un bassin boisé évacue en moyenne annuellement 120 % de l'évacuation du bassin à utilisation mixte.

Le débit moyen annuel d'un bassin couvert de la grande culture est plus faible ($3.4 \text{ m}^3/\text{s}$) que celui d'un bassin mixte ($4.2 \text{ m}^3/\text{s}$) et un bassin boisé ($5 \text{ m}^3/\text{s}$) produit un débit plus élevé qu'un bassin mixte.

Par contre les débits maximums sont plus élevés pour la grande culture ($100 \text{ m}^3/\text{s}$) que pour un bassin à utilisation mixte ($80 \text{ m}^3/\text{s}$) et pour une utilisation boisée ($84 \text{ m}^3/\text{s}$).

Le débit minimum est nettement inférieur pour une utilisation par la grande culture ($0.094 \text{ m}^3/\text{s}$), intermédiaire pour l'utilisation mixte ($0.207 \text{ m}^3/\text{s}$) et plus élevé pour l'utilisation boisée ($0.399 \text{ m}^3/\text{s}$).

On observe à l'occasion un délai d'une journée entre l'atteinte du pic de crue pour le bassin boisé comparé aux autres utilisations. De même, le débit de base minimum produit par l'utilisation boisée est atteint plus tôt que celui de l'utilisation agricole.

3.1.2 TENEURS EN EAU SIMULÉES SUR LA PÉRIODE MÉTÉOROLOGIQUE 1979-1982 : COMPARAISON ENTRE LES SCÉNARIOS 1 ET 2 (UTILISATION BOISÉE ET UTILISATION PAR LA GRANDE CULTURE) ET LES CONDITIONS RÉELLES SIMULÉES PAR LE SCÉNARIO 3

On peut observer à l'aide de la figure 47, l'effet des différents couverts du sol sur la teneur en eau du sol du bassin³⁵. Il apparaît nettement qu'un bassin boisé a une teneur en eau systématiquement plus élevée qu'un bassin à utilisation mixte, lui même qu'un bassin occupé par la grande culture. Le tableau 19 indique ces différences.

La teneur en eau moyenne est plus faible pour un bassin occupé par la grande culture (82 %) que par le boisé (87 %). L'utilisation mixte qui caractérise le bassin entre 1978-1980 produit une teneur en eau intermédiaire (85 %). Les tendances sont les mêmes pour la teneur en eau minimale, alors que la moyenne pour les 3 années est 52 % pour la grande culture, 59 % pour le boisé et 56 % pour l'utilisation mixte. On note en

³⁵ Teneur en eau moyenne des trois couches de tous les sous-bassins

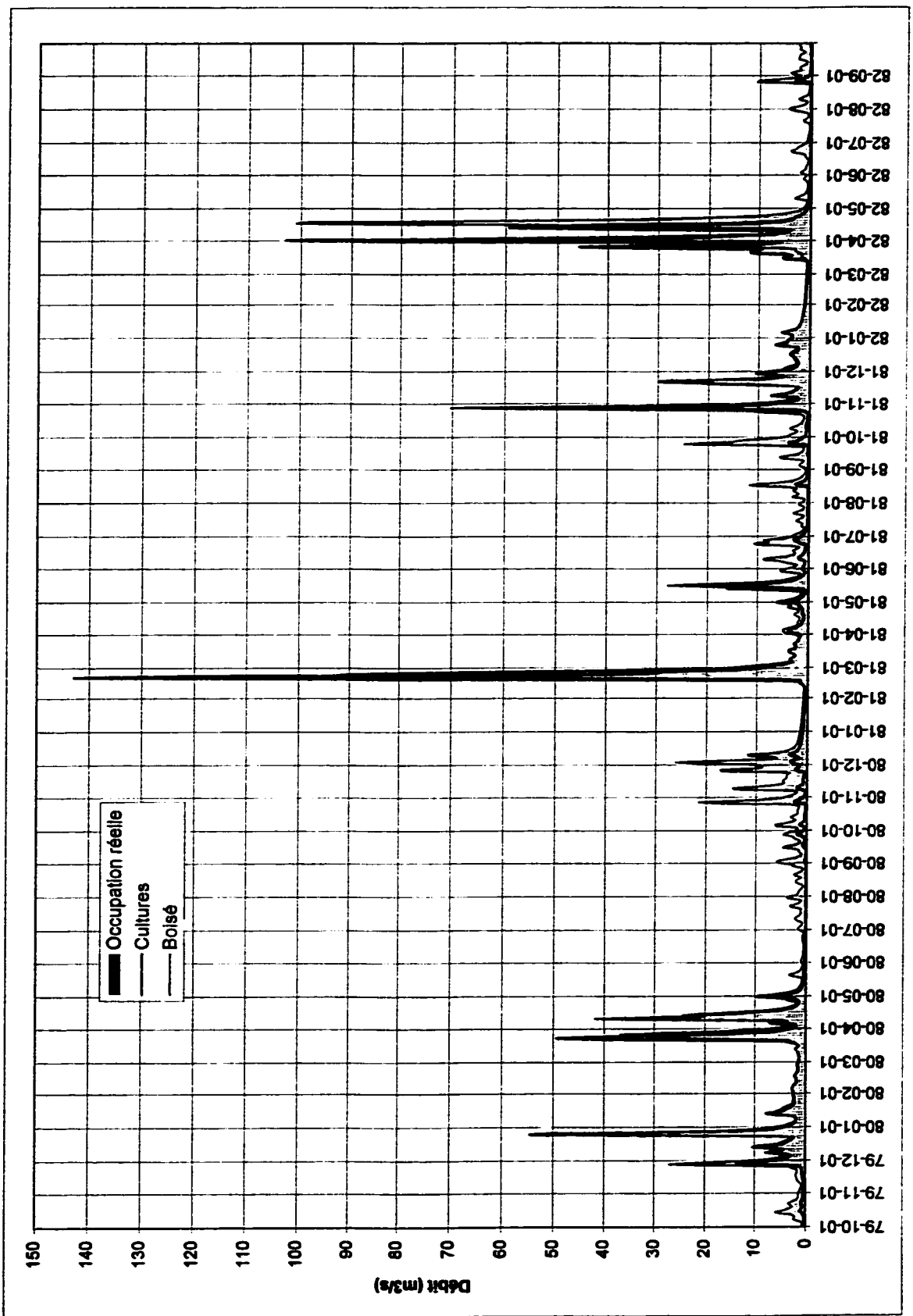


Figure 45. Débits simulés selon l'utilisation du sol

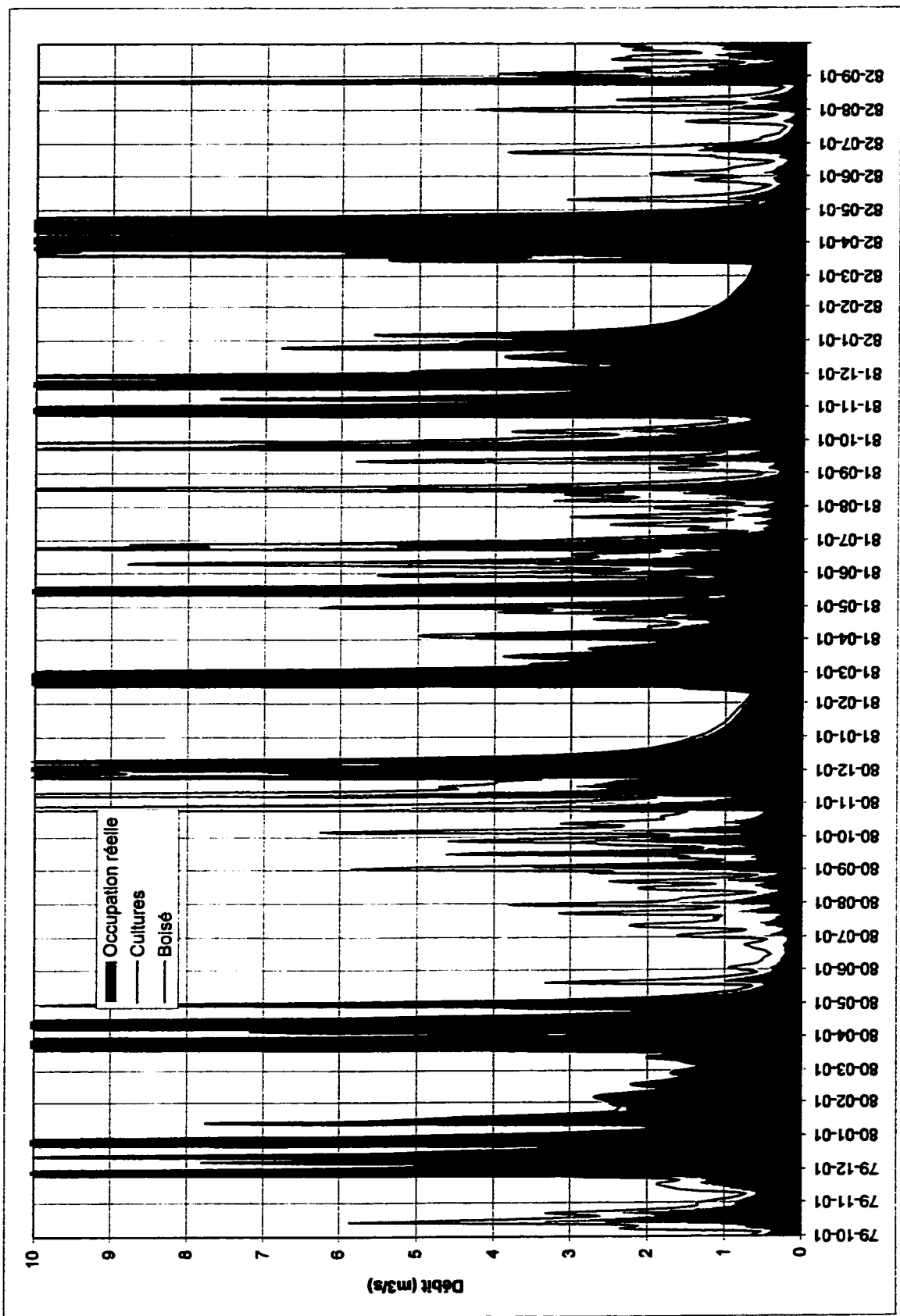


Figure 46. Débits simulés selon l'utilisation du sol (débits moyens et faibles)

Tableau 19. Teneurs en eau simulée en fonction de l'utilisation du sol

	Année hydrologique	Utilisation mixte 1979-1980	Boisés	Cultures	Utilisation mixte 1980-1981
Teneur en eau (Moyenne (à saturation))	Moyenne	85	87	82	84
	1979-1980	85	87	82	84
	1980-1981	86	89	82	85
	1981-1982	84	86	82	83
Teneur en eau (Moyenne (à saturation))	Moyenne	56	59	52	54
	1979-1980	56	58	52	54
	1980-1981	58	62	53	55
	1981-1982	54	57	51	53
Teneur en eau (Moyenne (à saturation))	Moyenne	100	100	100	100
	1979-1980	100	100	100	100
	1980-1981	100	100	100	100
	1981-1982	100	100	100	100
Teneur en eau (Moyenne (à saturation))	Moyenne	13	11	15	13
	1979-1980	13	12	15	14
	1980-1981	11	10	12	11
	1981-1982	14	12	16	15

particulier que le couvert boisé permet au sol d'atteindre la saturation plus rapidement que les autres couverts à l'automne mais pas au printemps. Ce qui frappe l'observateur, c'est la différence entre la réhumidification des sols entre les utilisations du sol. En effet, alors que la chute de la teneur en eau amorcée à la fin de la fonte de la neige se stabilise en juillet et août pour le sol boisé, celle associée au couvert de culture se poursuit jusqu'à la fin septembre, pour atteindre un minimum plus faible. Donc si l'assèchement se produit à un même rythme entre avril et juillet pour les différentes utilisations du sol, la réhumidification est très différente, car elle commence plus tard pour le bassin de grande culture et débute sa remontée à partir d'une teneur en eau plus faible. L'utilisation mixte se positionne entre les deux.

Il est à noter que comme la teneur en eau plus faible est plus variable, le coefficient de variation de la teneur en eau d'un bassin couvert de culture est plus élevé que celui d'un bassin boisé et que d'un bassin à utilisation mixte.

3.1.3 DÉBITS SIMULÉS SUR LA PÉRIODE MÉTÉOROLOGIQUE 1979-1982 : COMPARAISON ENTRE LES SCÉNARIOS 3 ET 4 (UTILISATION DU SOL MIXTE EN 1978-1980 ET UTILISATION DU SOL MIXTE EN 1960-1964)

Le scénario 4 où on simule le débit et la teneur en eau en utilisant l'utilisation du sol de 1960-1964 sous les conditions météorologiques de 1978-1982 nous permet d'observer, comme le montre les tableaux 20 et 21, que s'il n'y avait pas eu de changement d'utilisation du sol entre 1964 et 1978, les conditions de débit et de teneur en eau auraient été bien différentes. En effet, on observe qu'avec l'utilisation du sol de 1960-1964, le volume d'eau évacué annuellement par le bassin est inférieur de 6 % à ce qui est évacué par un bassin avec l'utilisation réelle de 1978-1980 et ce parce que les débits moyen et minimum annuel sont inférieurs à ceux du bassin avec le couvert de 1978-1980 (Figure 48). Par contre, le débit maximum est légèrement supérieur. Enfin, le coefficient de variation plus élevé indique que le débit produit par l'utilisation du sol de 1960-1964 est plus variable.

On n'observe pas de délai dans le temps entre les pics de crue produit sur l'une ou l'autre de ces utilisations mixtes du sol.

3.1.4 TENEURS EN EAU SIMULÉES SUR LA PÉRIODE MÉTÉOROLOGIQUE 1979-1982 : COMPARAISON ENTRE LES SCÉNARIOS 3 ET 4 (UTILISATION DU SOL MIXTE EN 1978-1980 ET UTILISATION DU SOL MIXTE EN 1960-1964)

L'humidité du sol simulée varie aussi en fonction de l'utilisation du sol. La figure 49 montre que si l'assèchement des sols se fait à un rythme semblable, la teneur en eau atteint un minimum plus faible et reste faible plus longtemps avec l'utilisation du sol de 1960-1964. Par contre les deux sols atteignent la saturation en même temps.

La figure 50 montre la différence entre l'humidité journalière telle que simulée avec l'utilisation de 1978-1980 et l'humidité journalière pour la même période météorologique mais telle que simulée avec l'utilisation du sol de 1960-1964. D'emblée, on observe que cette différence est généralement positive, donc que l'humidité du sol est plus élevée avec l'utilisation du sol de 1978-1980. La moyenne de la différence journalière est de 1 % de la saturation, avec une différence maximale de 9 %, différence maximale qui caractérise la période sèche. Mais il faut remarquer aussi le patron saisonnier de cette différence. Elle est proche de 0 de janvier à mai et est maximale d'octobre à décembre. La différence décroît rapidement de octobre à janvier et croît plus lentement de juillet à octobre. La différence est rarement négative mais l'est à l'occasion

en mai - juin.

3.1.5 DISTRIBUTION SPATIALE DE LA FAIBLE HUMIDITÉ DU SOL ET DISTRIBUTION SPATIALE DES ZONES TROP HUMIDES

La teneur en eau du sol possède une distribution spatiale particulière. Les figures 51 et 52 permettent d'observer la distribution spatiale de la teneur en eau du sol pour une même date, le 4 octobre 1982, mais dans le premier cas, sur l'utilisation du sol de 1960-1964 et dans le second, sur l'utilisation du sol de 1978-1980, alors que ces deux simulations produisaient une différence de teneur en eau du sol de 5 %. C'est un cas où le sol s'assèche plus vite avec l'utilisation du sol de 1960-1964. Le cas inverse existe aussi.

Comme il fallait s'y attendre à cause de leurs propriétés hydrauliques et de la faible pente qui les caractérisent, ce sont les loams argileux peu perméables qui demeurent le plus humides le plus longtemps en l'absence de pluie. Les zones de pentes plus fortes, comme le centre du bassin et les zones de sable à l'exutoire s'assèchent plus rapidement, si l'on compare avec la carte de textures de sol excluant les sols organiques (Figure 30).

3.1.6 TENDANCES TEMPORELLES SIMULÉES DE L'HUMIDITÉ DU SOL

Si les teneurs en eau du sol ne diffèrent pas beaucoup en fonction de l'utilisation du sol, le modèle permet néanmoins de simuler l'humidité du sol en fonction du temps, ce qui mérite de s'y intéresser. Il faut bien voir ici que ce sont les conditions météorologiques ou des interventions humaines importantes qui sont à l'origine des patrons très différents que l'on peut observer d'une saison sèche à l'autre entre 1964 et 1984 (figure 53 et 54).

La tendance générale est une augmentation de la teneur en eau du sol de 1964 à 1984. On retrouve les sols les plus asséchés à l'automne 1964, 1965, 1966 et 1967. Il est tout à fait exceptionnel que l'humidité du sol ne retrouve pas une valeur de saturation lors de la crue printanière. La simulation montre pourtant que cela se produit au printemps 1965 et dans une moindre mesure, en 1980. Il y a des étés où la période de faible teneur en eau du sol est longue, comme en 1971 et 1978. Enfin, il semble qu'à l'été - automne 1972, le sol ne se soit pas asséché comme à l'habitude, puisque la teneur en eau persiste à ne pas descendre sous 60% de la saturation.

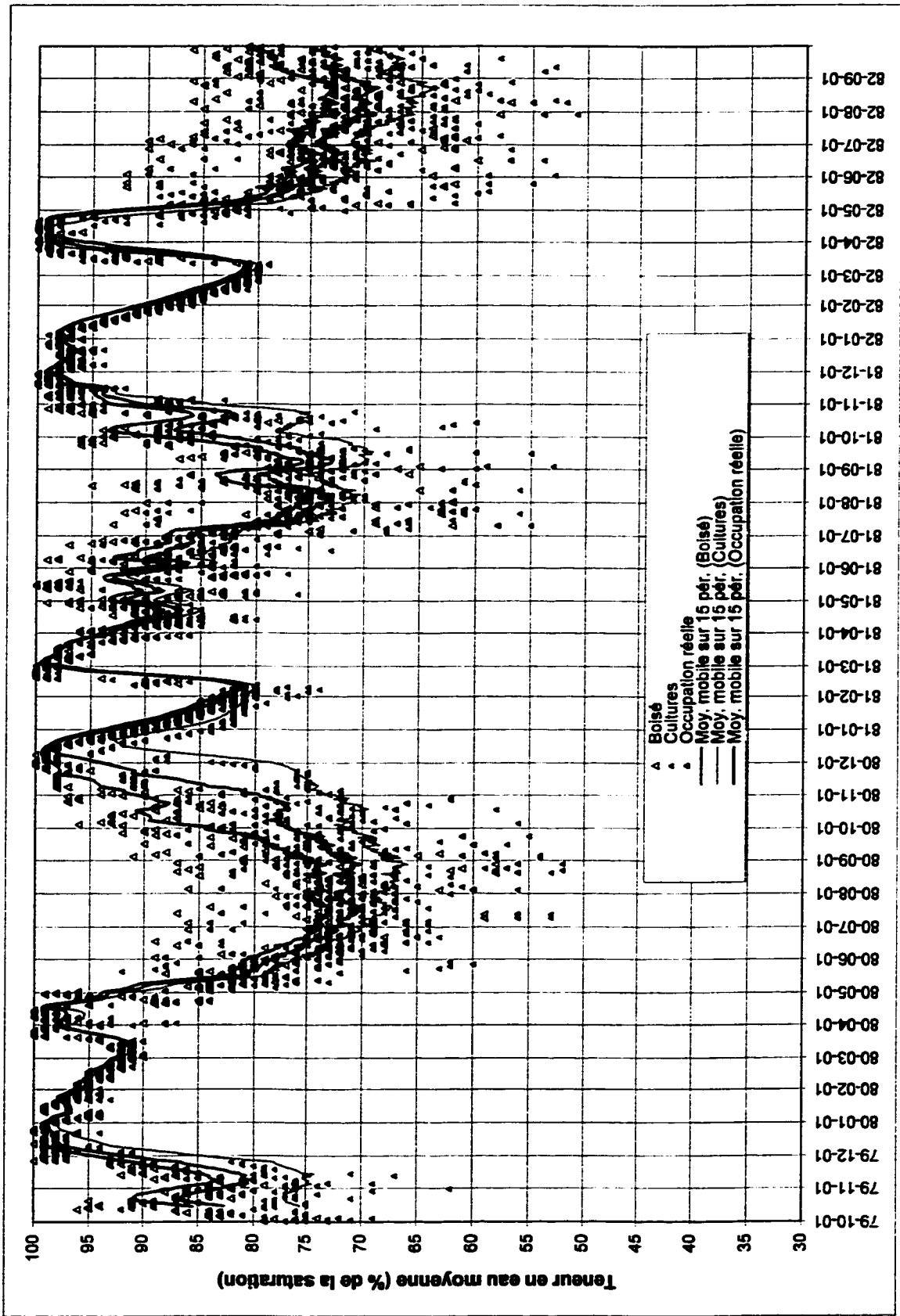


Figure 47. Teneur en eau moyenne des trois couches selon l'utilisation du sol

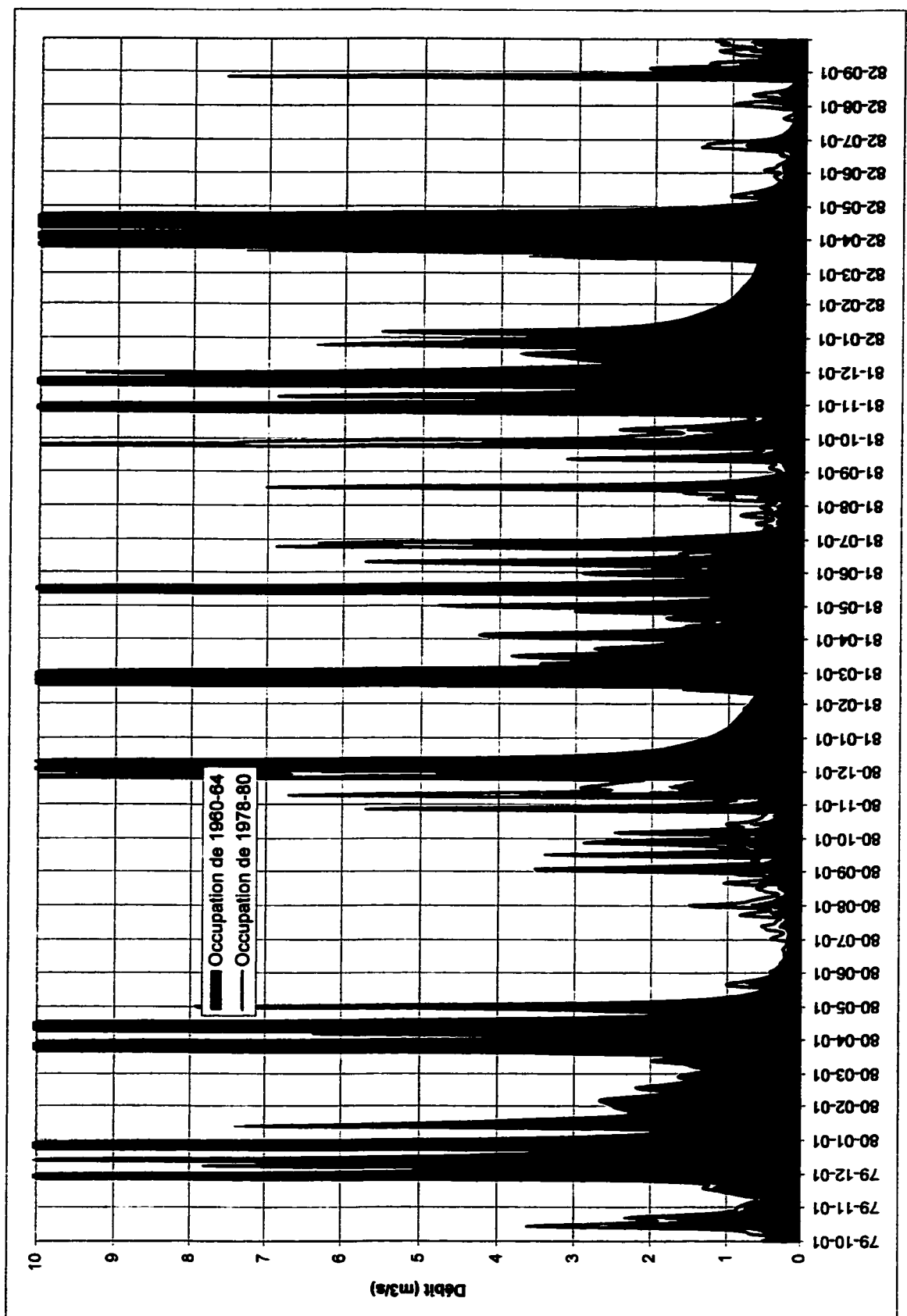


Figure 48. Comparaison des débits simulés avec l'utilisation du sol de 1960-64 et celle de 1978-80

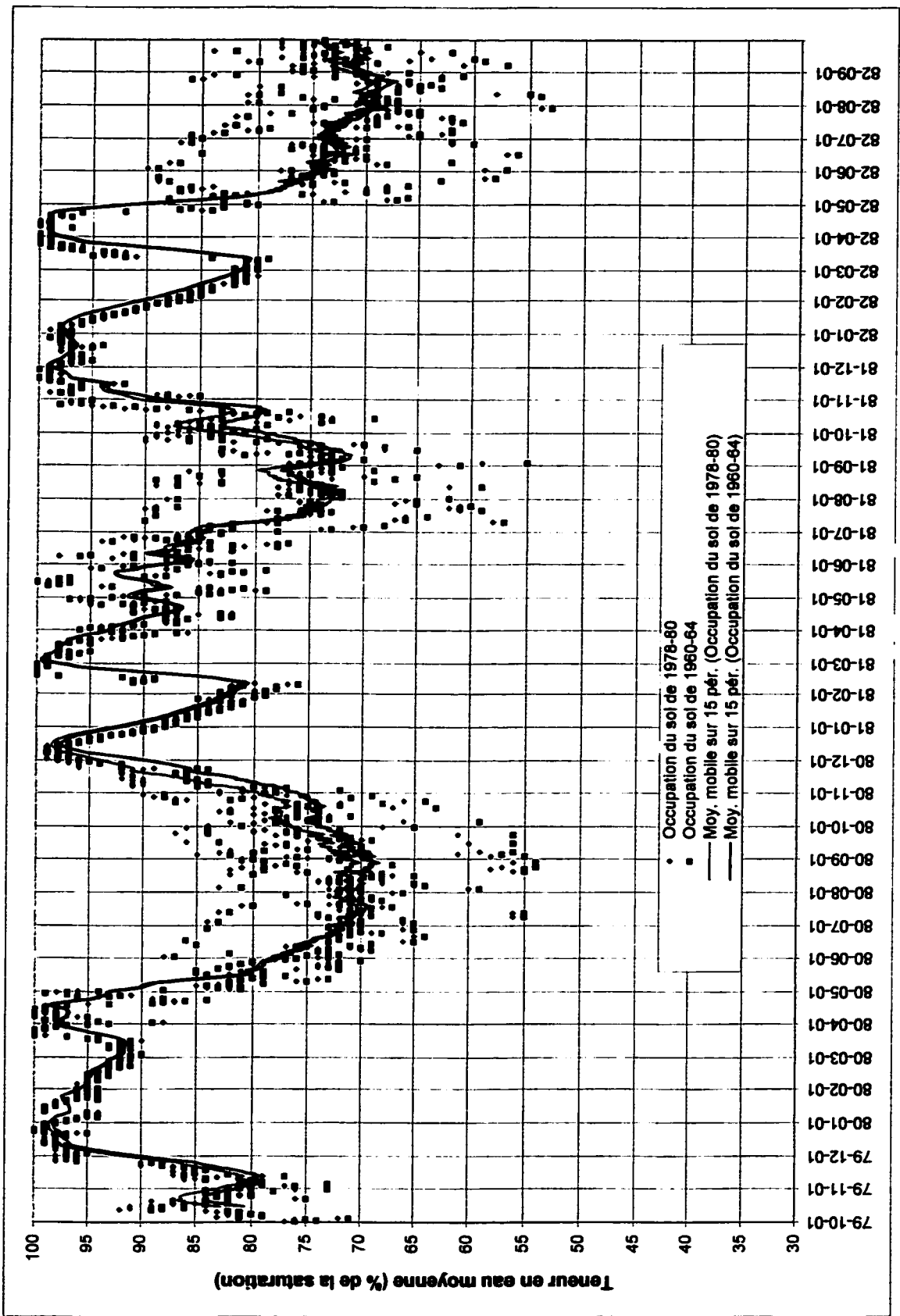


Figure 49. Teneurs en eau moyenne selon l'utilisation du sol

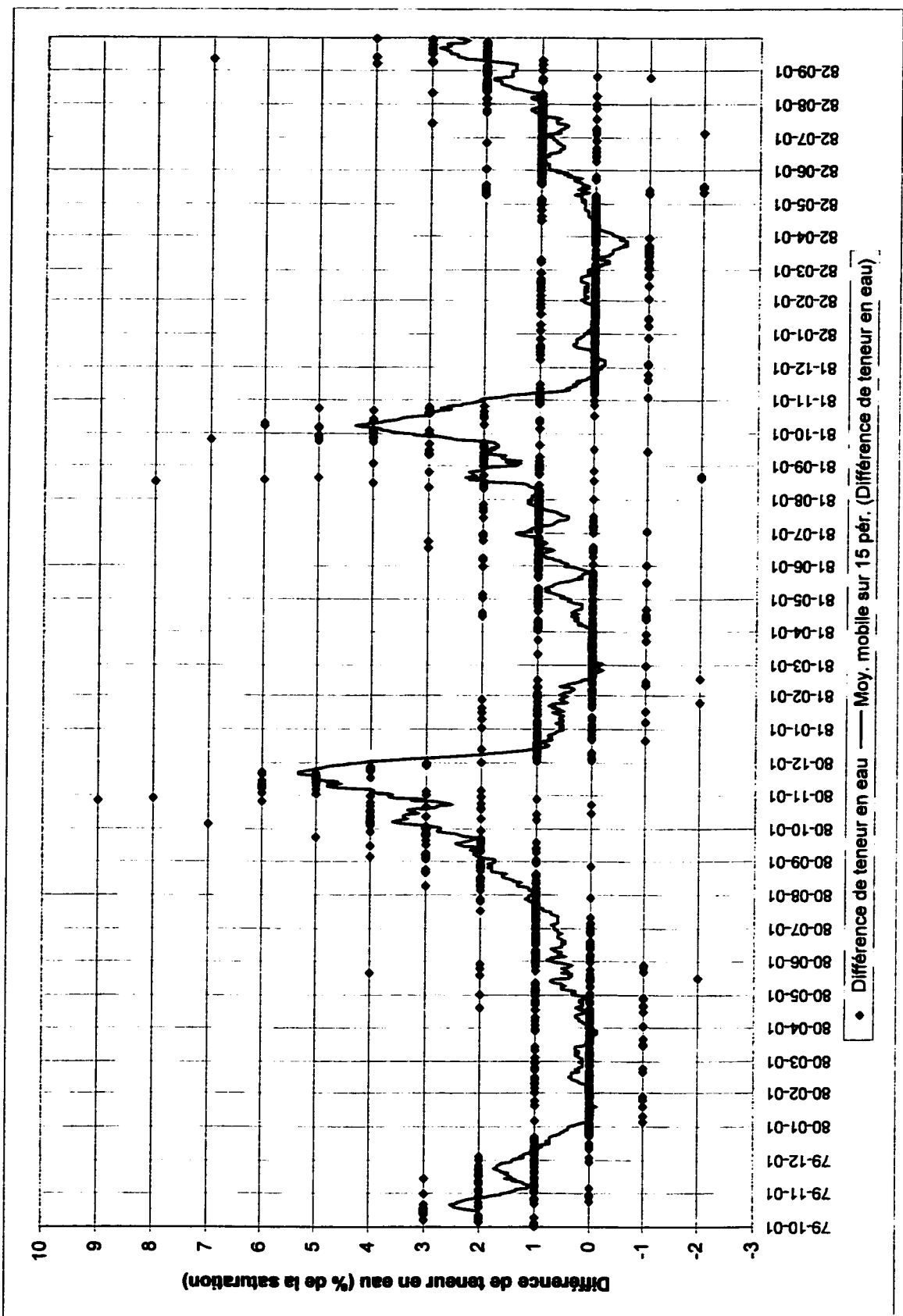


Figure 50. Différence entre la teneur en eau du sol simulée sur l'utilisation de 1978-80 et sur celle de 1960-64

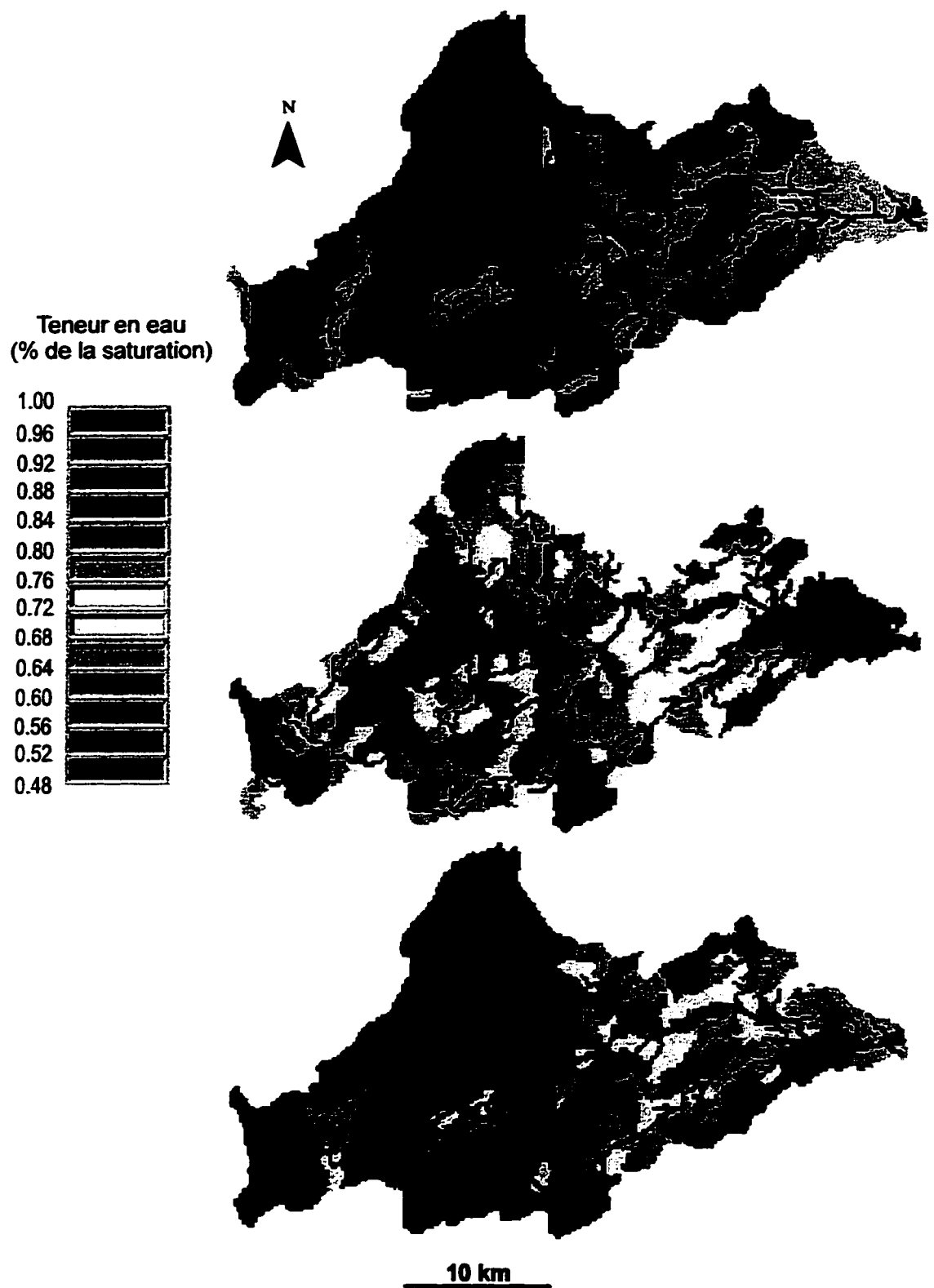


Figure 51. Teneurs en eau des trois couches de sol (couche 1, couche 2 et couche 3, de haut en bas), le 4 octobre 1982, avec l'utilisation du sol de 1960-1964

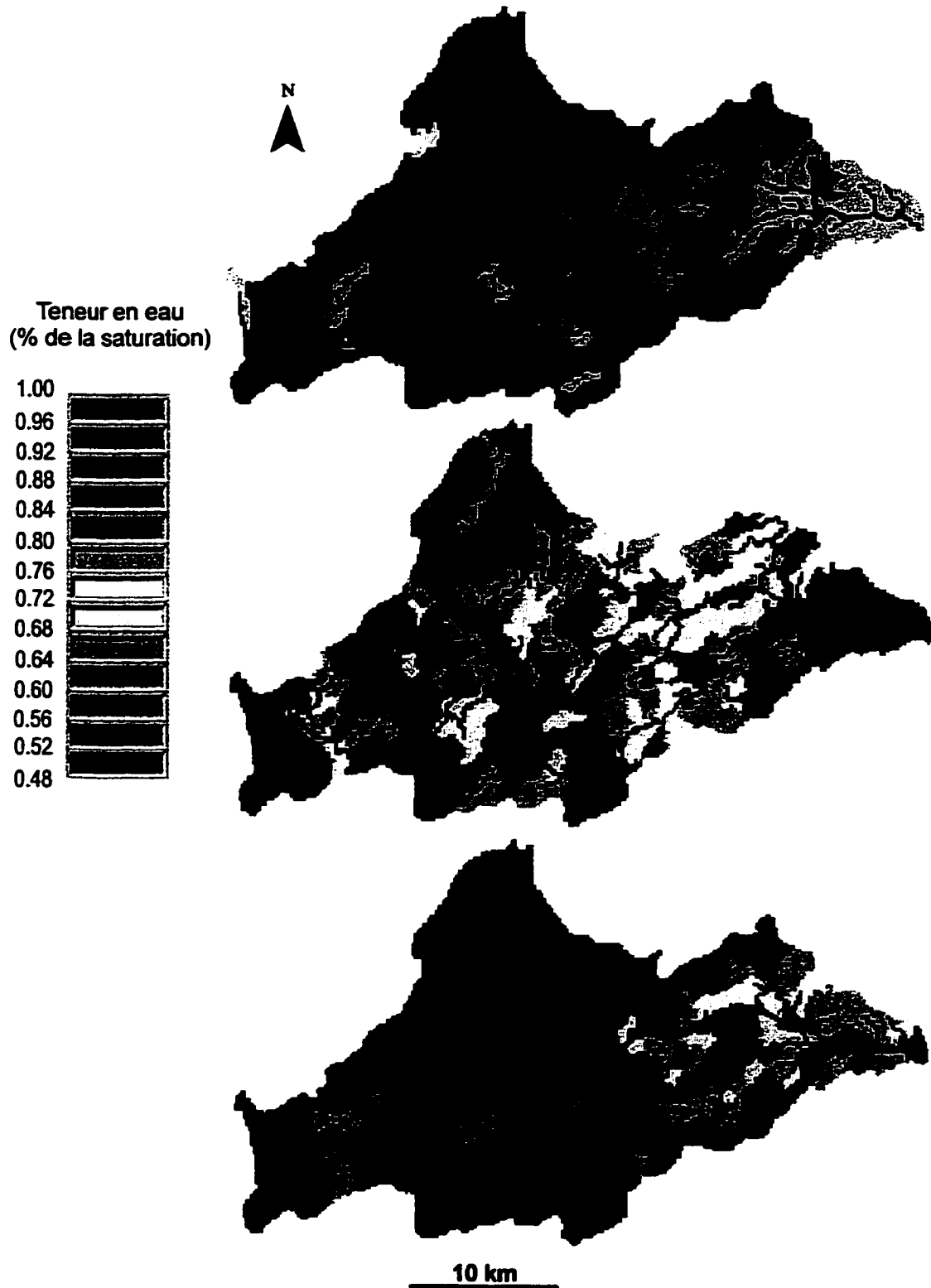


Figure 52. Teneurs en eau des trois couches de sol (couche 1, couche 2 et couche 3, de haut en bas), le 4 octobre 1982, avec l'utilisation du sol de 1978-1980

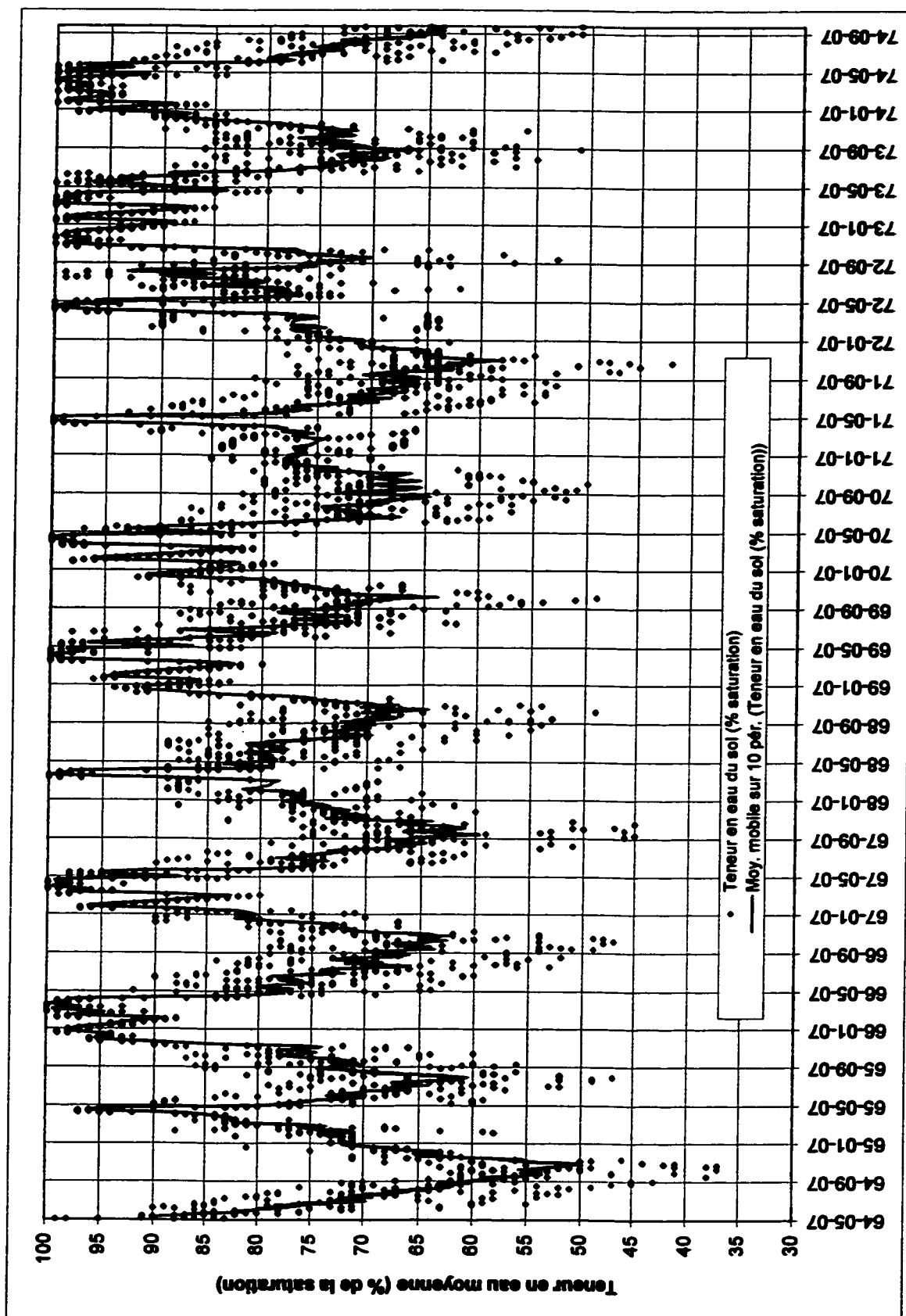


Figure 53. Patron suggérant les variations possibles de la teneur en eau du sol entre 1964 et 1974

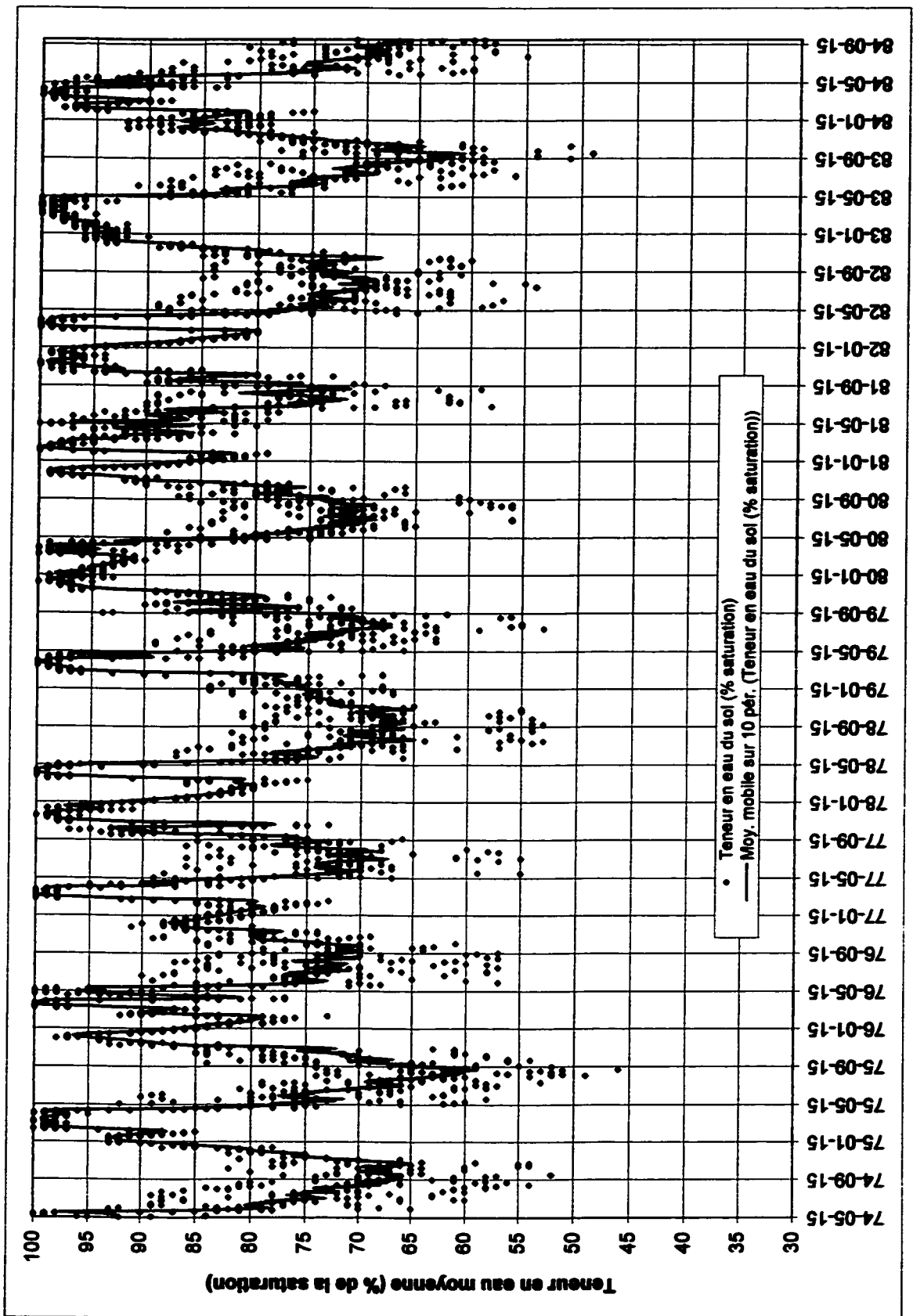


Figure 54. Patron suggérant les variations possibles de la teneur en eau du sol entre 1974 et 1984

3.2. Sols minéraux et sols organiques

3.2.1 DÉBITS SIMULÉS SUR LA PÉRIODE MÉTÉOROLOGIQUE 1979-1982 : COMPARAISON ENTRE LES SCÉNARIOS 1 ET 2 (UTILISATION BOISÉE ET UTILISATION PAR LA GRANDE CULTURE) ET LES CONDITIONS MIXTES SIMULÉES PAR LE SCÉNARIO 3

Le tableau 20 présente la synthèse des résultats concernant les débits simulés en fonction de l'utilisation du sol.

Tableau 20. Débit simulé en fonction de l'utilisation du sol avec sols organiques

	Année hydrologique	Utilisation mixte 1979-1982	Scénario 1	Scénario 2	Scénario 3	Scénario 4
Volume annuel (mm)	Moyenne	128545	159425	158710	92170	118103
	1979-1980	113321	137578	138592	82509	104331
	1980-1981	127121	165619	166301	75682	113673
	1981-1982	145192	175079	171237	118320	136303
Débit moyen (m³/s)	Moyenne	4.07	5.05	5.03	2.92	3.74
	1979-1980	3.58	4.35	4.38	2.61	3.30
	1980-1981	4.03	5.25	5.27	2.40	3.60
	1981-1982	4.60	5.55	5.43	3.75	4.32
Débit minimum (m³/s)	Moyenne	0.425	0.721	0.703	0.071	0.294
	1979-1980	0.327	0.796	0.767	0.065	0.201
	1980-1981	0.69	0.746	0.726	0.091	0.525
	1981-1982	0.259	0.621	0.615	0.056	0.156
Débit maximum (m³/s)	Moyenne	73	101	79	82	74
	1979-1980	48	49	49	45	45
	1980-1981	102	109	92	107	104
	1981-1982	69	144	96	95	74
Coefficient de variation du débit (%)	Moyenne	211	208	187	292	224
	1979-1980	177	149	147	233	189
	1980-1981	257	221	208	385	281
	1981-1982	198	255	206	258	203

La simulation des scénarios 1 et 2 en tenant compte des sols organiques produit des résultats semblables à la simulation sans sols organiques. Ainsi, l'utilisation boisée

évacue beaucoup plus d'eau annuellement que l'utilisation par la grande culture, et permet le débit minimum et le débit moyen le plus élevé. Par contre, à cause d'un événement d'intensité exceptionnelle au printemps 1982, l'utilisation boisée produit un débit maximum moyen plus élevé que l'utilisation par la grande culture. Il reste que le coefficient de variation associé à l'utilisation agricole est nettement supérieur à celui de l'utilisation boisée.

On remarque que les écarts entre les conditions hydrologiques produites par les différentes utilisations du sol sont plus grands lors de la simulation qui tient compte des sols organiques.

3.2.2 DÉBITS SIMULÉS SUR LA PÉRIODE MÉTÉOROLOGIQUE 1979-1982 : COMPARAISON ENTRE LES SCÉNARIOS 1, 2 ET 5 (UTILISATION BOISÉE, UTILISATION PAR LA GRANDE CULTURE ET UTILISATION SEMBLABLE À CELLE PRÉCÉDENT L'ÉTABLISSEMENT HUMAIN) ET LES CONDITIONS MIXTES SIMULÉES PAR LE SCÉNARIO 3

On peut comparer, à l'aide des figures 55 et 56, le débit journalier simulé pour trois utilisations du sol différentes : boisée, grande culture, boisée et terres humides. Il est utile de se référer à la courbe de débit produite par la simulation de la situation réaliste d'alors : une utilisation mixte telle que décrite par la carte d'utilisation du sol de 1978-1980.

Si l'on classe, comme on l'a fait pour les simulations qui ne tiennent pas compte des sols organiques, l'effet de chaque utilisation du sol en fonction de l'importance du volume d'eau annuellement écoulé et des débits minimum, moyen et maximum, le classement n'est pas modifié par l'intégration des sols organiques, sauf dans un cas.

En effet, comme pour les simulations qui ne tiennent pas compte des sols organiques, on observe qu'un bassin occupé par de la grande culture évacue moins d'eau (72 % du volume d'eau évacué annuellement en moyenne sur trois ans) qu'un bassin à utilisation mixte alors qu'un bassin boisée évacue en moyenne annuellement 124 % du volume évacué par un bassin à utilisation mixte.

Le débit moyen annuel d'un bassin couvert par la grande culture est plus faible ($2.9 \text{ m}^3/\text{s}$) qu'un bassin à utilisation mixte ($4.1 \text{ m}^3/\text{s}$) et un bassin boisée ($5.1 \text{ m}^3/\text{s}$) produit un débit plus élevé qu'un bassin mixte.

Le débit minimum est nettement inférieur pour une utilisation par la grande culture ($0.071 \text{ m}^3/\text{s}$), intermédiaire pour l'utilisation mixte ($0.425 \text{ m}^3/\text{s}$) et plus élevé pour l'utilisation boisée ($0.721 \text{ m}^3/\text{s}$).

Cependant, au contraire des simulations qui ne tiennent pas compte des sols organiques, le débit maximum du bassin boisé est le plus élevé (101 m³/s) et non celui produit par une utilisation de grande culture (82 m³/s). C'est l'utilisation mixte qui produit le débit maximum le plus faible (73 m³/s).

D'autre part, si le classement de l'importance des effets de chacune des utilisations est inchangé par la considération des sols organiques, à l'exception du débit maximum, par contre, celle-ci accentue les écarts entre les effets de chacune des utilisations. En effet, le volume d'eau évacué par l'utilisation de grande culture est beaucoup plus faible lorsqu'on tient compte des sols organiques (92 170 dam³ comparé à 107 890 dam³) et le volume évacué par un bassin boisé est légèrement plus élevé (159425 dam³ comparé à 158952 dam³). De même, le débit minimum, lorsqu'on tient compte des sols organiques, est plus faible pour la culture que lorsqu'on n'en tient pas compte (0.071 comparé à 0.094 m³/s), alors que le débit minimum produit par une utilisation boisée est presque doublé par rapport au débit minimum (0.721 comparé à 0.399 m³/s) lorsqu'on ne tient pas compte des sols organiques.

En outre, nous avons simulé, par le scénario 5, une utilisation du sol semblable à celle précédant les établissements humains, soit une utilisation de boisés et de terres humides. Il est important de noter ici que cette simulation tient compte des propriétés hydrauliques particulières des sols organiques de même que des propriétés physiques de la végétation qui caractérise les terres humides. La plupart des résultats de simulation sont semblables à une utilisation strictement boisée, ce qui est normal, sauf pour le débit maximum qui est très élevé pour une utilisation strictement boisée comparé à une utilisation boisée et de terres humides. Il s'agit ici de l'effet d'une combinaison particulière du boisé sur sol organique qui retarde suffisamment la crue que pour la faire se produire alors que la température est plus élevée et ainsi produire une fonte très intense. Une utilisation de boisés et terres humides offre par opposition au couvert purement boisé une certaine ouverture à la radiation solaire, ce qui retarde moins la fonte et permet de produire une crue de moindre intensité.

On observe à l'occasion un délai d'une journée entre l'atteinte du débit de base minimum produit par l'utilisation boisée qui se produit plus tôt et celui de l'utilisation agricole qui se produit plus tard. Par contre, il n'y a pas de différence entre les dates de crues printanières.

3.2.3 TENEURS EN EAU SIMULÉES SUR LA PÉRIODE MÉTÉOROLOGIQUE 1979-1982 : COMPARAISON ENTRE LES SCÉNARIOS 1 ET 2 (UTILISATION BOISÉE ET UTILISATION PAR LA GRANDE CULTURE) ET LES CONDITIONS MIXTES SIMULÉES PAR LE SCÉNARIO 3

On peut observer à l'aide de la figure 57, l'effet des différents couverts du sol sur la teneur en eau du sol du bassin³⁶. Il apparaît nettement qu'un bassin boisé, avec ou sans terres humides, a une teneur en eau systématiquement plus élevée qu'un bassin à utilisation mixte, lui même qu'un bassin occupé par la grande culture. Le tableau 21 indique l'importance de ces différences.

Tableau 21. Teneurs en eau simulée en fonction de l'utilisation du sol

	Année hydrologique	Utilisation mixte (1979-1980)	Boisé	Boisé et terres humides	Cultures	Utilisation mixte (1981-1982)
Teneur en eau Moyenne (% saturation)	Moyenne	79	82	82	74	77
	1979-1980	78	81	82	75	77
	1980-1981	80	83	83	73	78
	1981-1982	78	80	81	75	77
Teneur en eau Minimale (% saturation)	Moyenne	52	57	57	49	50
	1979-1980	51	55	55	50	50
	1980-1981	54	60	60	50	51
	1981-1982	50	55	55	48	50
Teneur en eau Maximale (% saturation)	Moyenne	99	99	99	99	99
	1979-1980	98	98	98	98	98
	1980-1981	100	100	100	100	100
	1981-1982	99	99	100	99	99
Teneur en eau Coefficient de variation (%)	Moyenne	15	13	13	17	16
	1979-1980	16	13	13	18	16
	1980-1981	12	11	11	15	13
	1981-1982	16	13	14	18	17

La teneur en eau moyenne est plus faible pour un bassin occupé par la grande culture (74 %) que par le boisé (82%). L'utilisation mixte qui caractérise le bassin entre

³⁶ Teneur en eau moyenne des trois couches de tous les sous-bassins

1978-1980 produit une teneur en eau intermédiaire (79%). Les tendances sont les mêmes pour la teneur en eau minimale, alors que la moyenne pour les 3 années est 49 % pour la grande culture, 57 % pour le boisé et 52 % pour l'utilisation mixte. Les données moyennes sont identiques pour les teneurs en eau pour une utilisation strictement boisée et de boisés et terres humides. On retrouve le même patron d'assèchement et de réhumidification des sols, variant en fonction de l'utilisation du sol, tel que décrit précédemment dans les résultats des simulations ne tenant pas compte des sols organiques.

Comme pour le sol minéral, la teneur en eau la plus faible est la plus variable et donc le coefficient de variation de la teneur en eau avec une utilisation agricole est plus élevé que celui de l'utilisation boisée et que l'utilisation de boisés et de terres humides et que de l'utilisation mixte.

3.2.4 DÉBITS SIMULÉS SUR LA PÉRIODE MÉTÉOROLOGIQUE 1979-1982 : COMPARAISON ENTRE LES SCÉNARIOS 3 ET 4 (UTILISATION DU SOL MIXTE EN 1978-1980 ET UTILISATION DU SOL MIXTE EN 1960-1964)

Le scénario 4 par lequel on simule le débit et la teneur en eau en utilisant l'utilisation du sol de 1960-1964 sous un climat de 1979-1982 nous permet d'observer, comme le montre les tableaux 20 et 21, que s'il n'y avait pas eu de changement d'utilisation du sol entre 1964 et 1978, autrement dit si la carte de l'utilisation du sol n'avait pas changé entre 1964 et 1978, l'eau aurait été un peu moins abondante.

En effet, on observe qu'avec l'utilisation du sol de 1960-1964, le volume d'eau évacué annuellement par le bassin est inférieur de 8% à ce qui est évacué par un bassin avec l'utilisation réelle de 1978-1980. Les débits maximums sont semblables. Par contre, les débits moyens annuels sont inférieurs à ceux du bassin avec l'utilisation de 1978-1980 (Figure 58). Le coefficient de variation plus élevé indique que le débit produit par le couvert de 1960-1964 est plus variable.

Enfin, on n'observe pas de délai dans le temps entre les pics de crue produit sur l'une ou l'autre de ces utilisations mixtes du sol.

3.2.5 TENEURS EN EAU SIMULÉES SUR LA PÉRIODE MÉTÉOROLOGIQUE 1979-1982 : COMPARAISON ENTRE LES SCÉNARIOS 3 ET 4 (UTILISATION DU SOL MIXTE EN 1978-1980 ET UTILISATION DU SOL MIXTE EN 1960-1964)

L'humidité du sol simulée varie aussi en fonction de l'utilisation du sol. La figure

59 montre que si l'assèchement des sols se fait à un rythme semblable, mais que la teneur en eau atteint un minimum plus faible et reste faible plus longtemps avec l'utilisation du sol de 1960-1964. Par contre les deux sols atteignent la saturation en même temps.

La figure 60 montre la différence entre l'humidité journalière telle que simulée avec l'utilisation de 1978-1980 et l'humidité journalière pour la même période météorologique mais telle que simulée avec l'utilisation du sol de 1960-1964. On observe que cette différence est généralement positive, donc que l'humidité du sol est plus élevée avec l'utilisation du sol de 1978-1980. La moyenne de la différence journalière est de 1.3 % de la saturation, avec une différence maximale de 6 %, différence maximale qui caractérise la période sèche. Le patron saisonnier de cette différence est le même que celui produit sur les sols strictement minéraux.

3.2.6 DISTRIBUTION SPATIALE DE LA FAIBLE HUMIDITÉ DU SOL ET DISTRIBUTION SPATIALE DES ZONES TROP HUMIDES

La teneur en eau du sol possède une distribution spatiale particulière. La figure 61 permet d'observer la distribution spatiale de la teneur en eau du sol le 19 août 1979, avec l'utilisation réelle de 1978-1980 en tenant compte des sols organiques.

Comme il fallait s'y attendre à cause de leurs propriétés hydrauliques et de la faible pente, ce sont les sols organiques s'assèchent le moins vite en profondeur. Si on compare cette figure avec le modèle numérique d'altitude (Figure 4) et avec la carte des textures de sol (Figure 6), on observe que les zones de pentes plus fortes, comme le centre du bassin et les zones de sable à l'exutoire s'assèchent plus rapidement.

3.2.7 TENDANCES TEMPORELLES SIMULÉES DE L'HUMIDITÉ DU SOL

Les tendances temporelles des teneurs en eau du sol produites sur un bassin sur lequel on tient compte des sols organiques dans la simulation sont semblables à celles produites sur un bassin à sols minéraux. Cependant, les teneurs en eau sont plus faibles ici (Figures 62 et 63) et en particulier, atteignent plus rarement la saturation du fait des propriétés hydrauliques de la tourbe, dont le volume augmente alors que la teneur en eau augmente.

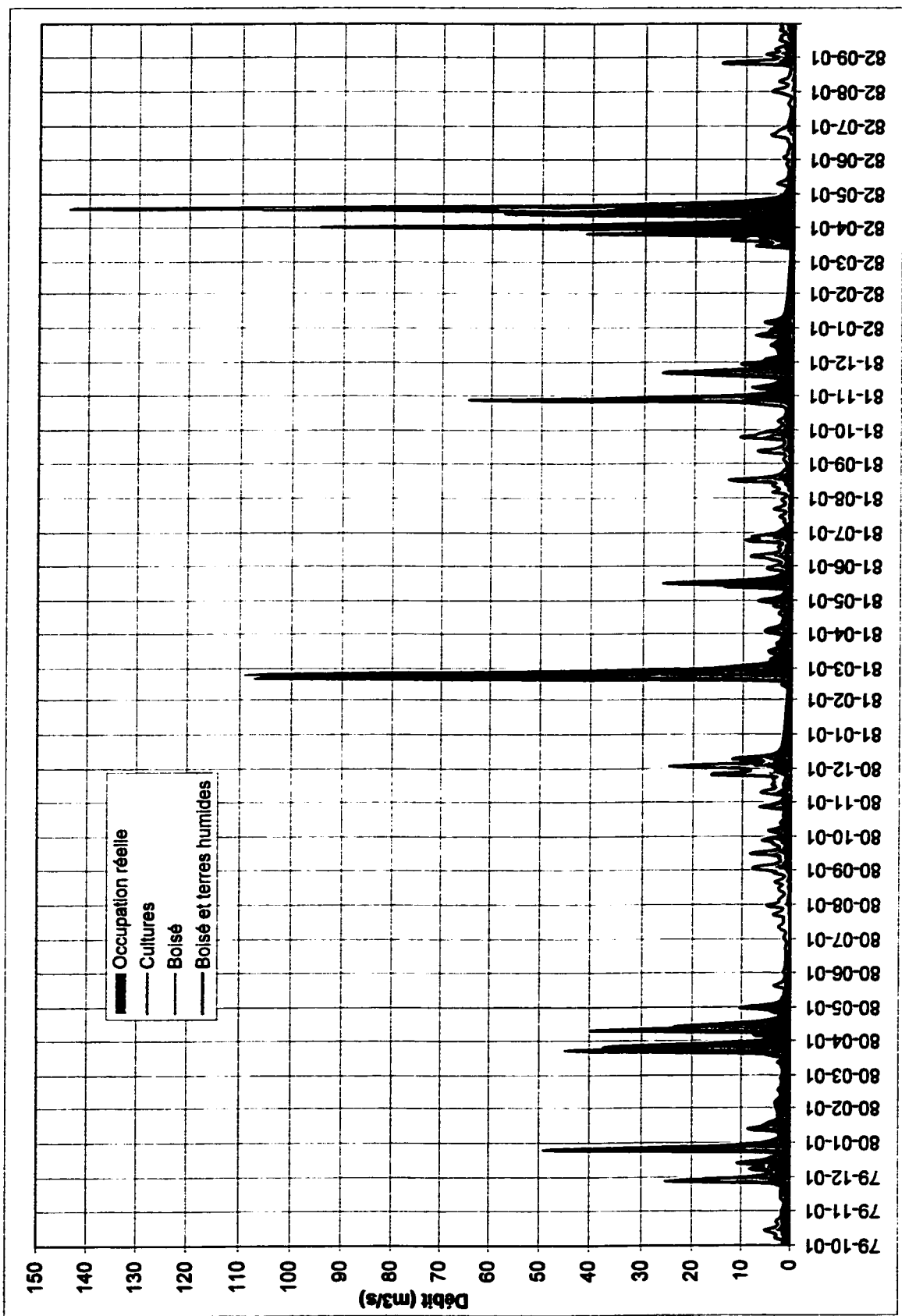


Figure 55. Débits simulés selon l'utilisation du sol, en tenant compte des sols organiques

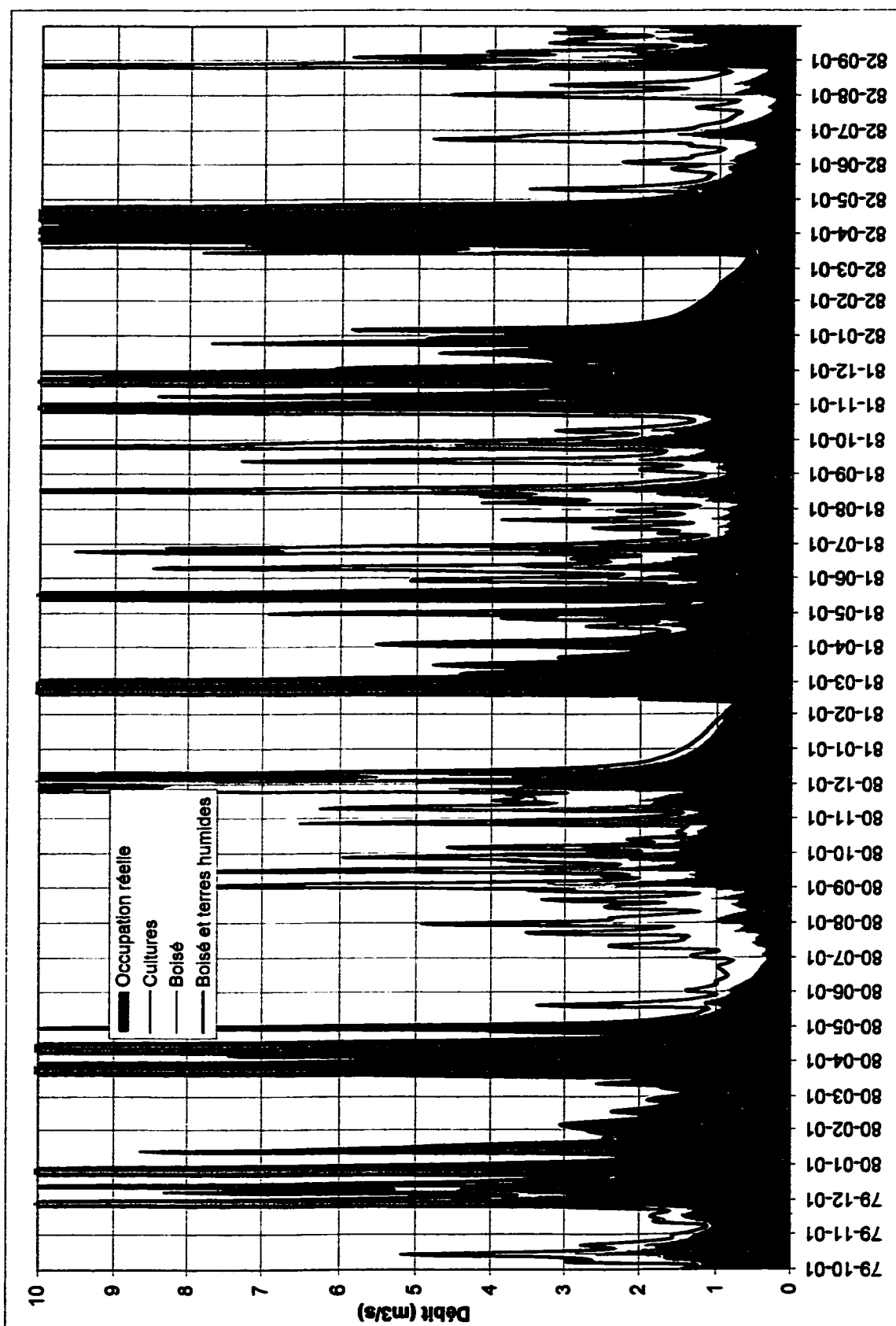


Figure 56. Débits simulés selon l'utilisation du sol, en tenant compte des sols organiques (débits moyens et faibles)

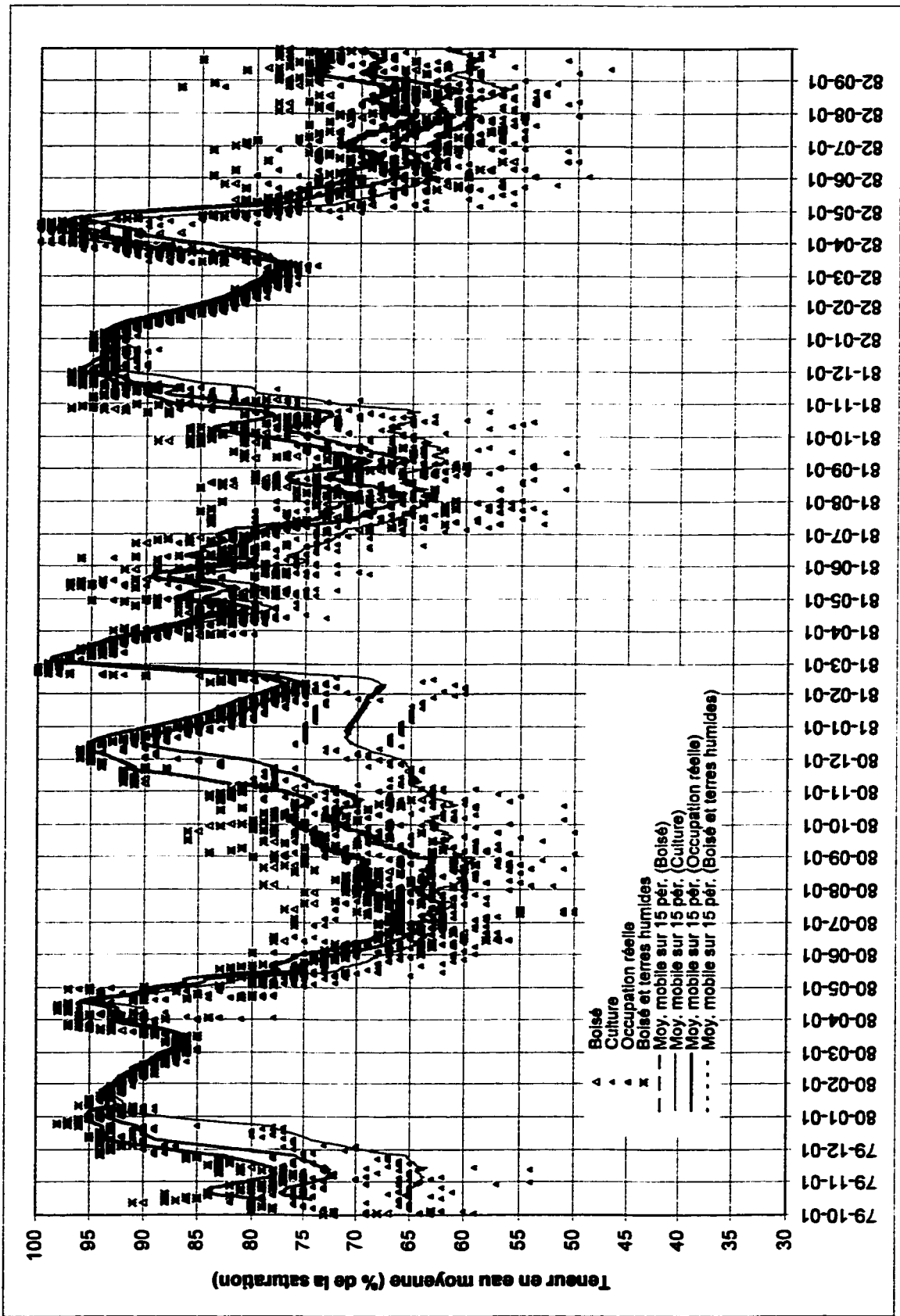


Figure 57. Teneur de eau moyenne selon l'utilisation du sol, en tenant compte des sols organiques

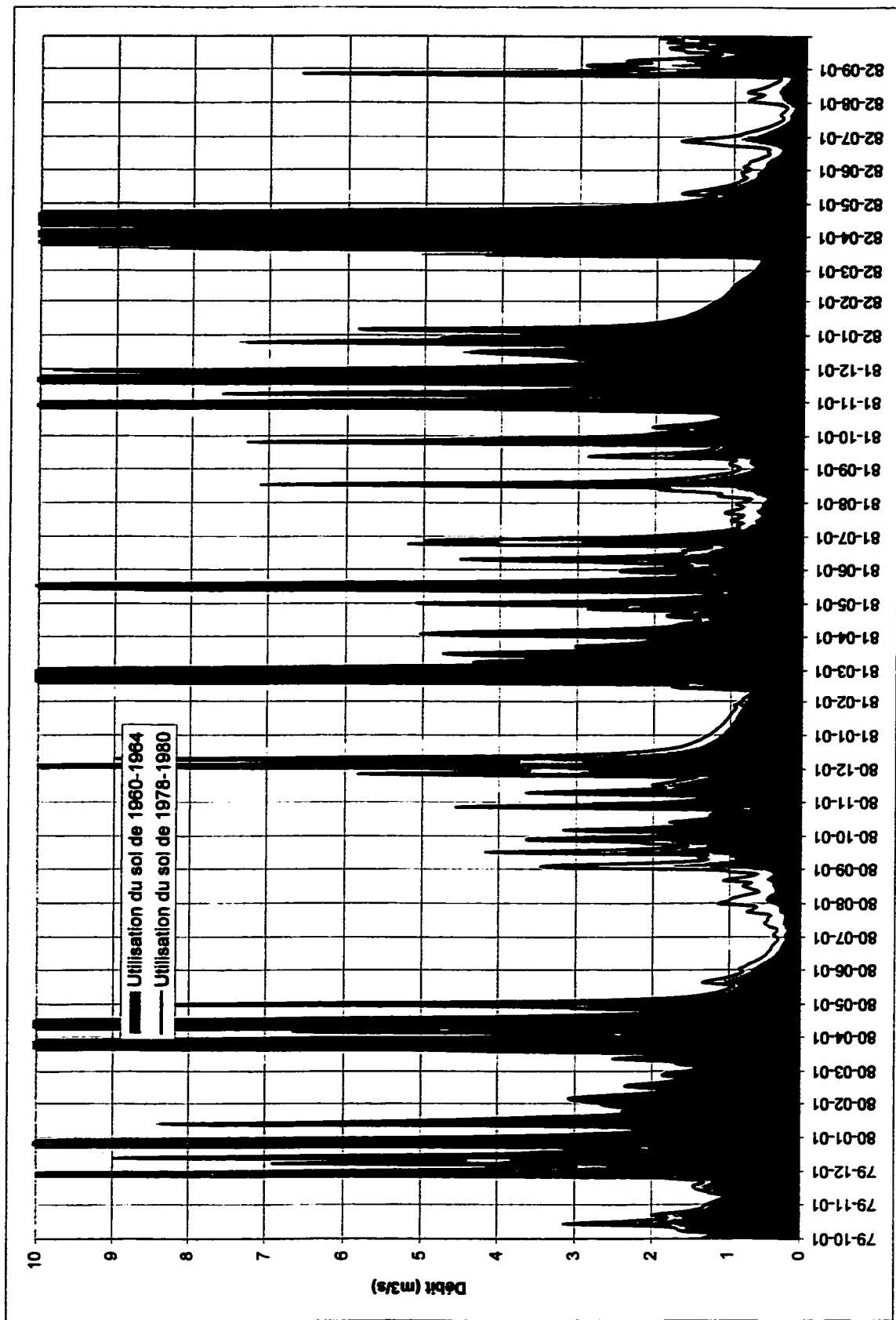


Figure 58. Comparaison des débits simulés avec l'utilisation du sol de 1960-1964 et 1978-1980 en tenant compte des sols organiques

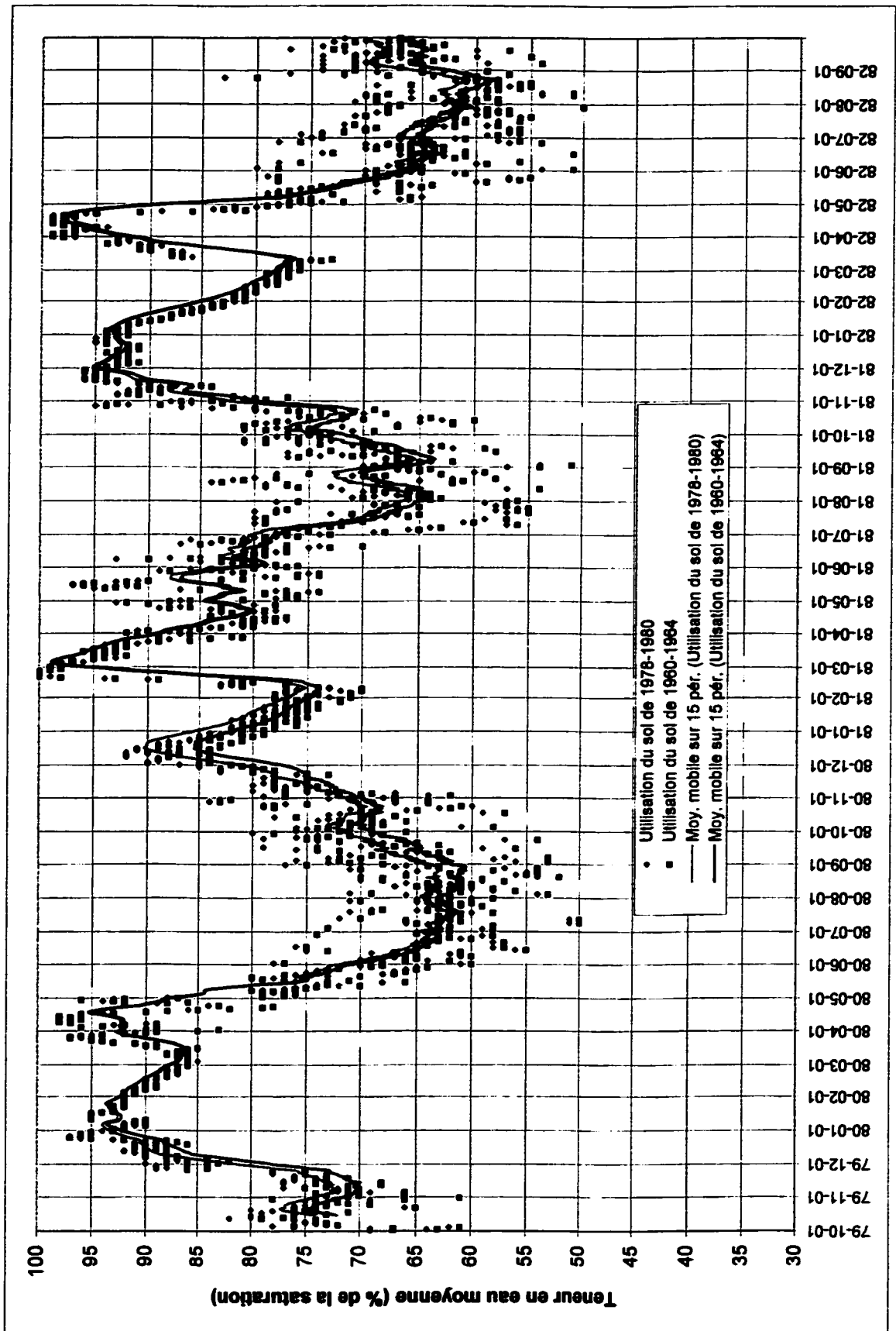


Figure 59. Teneurs en eau moyenne selon l'utilisation du sol, en tenant compte des sols organiques

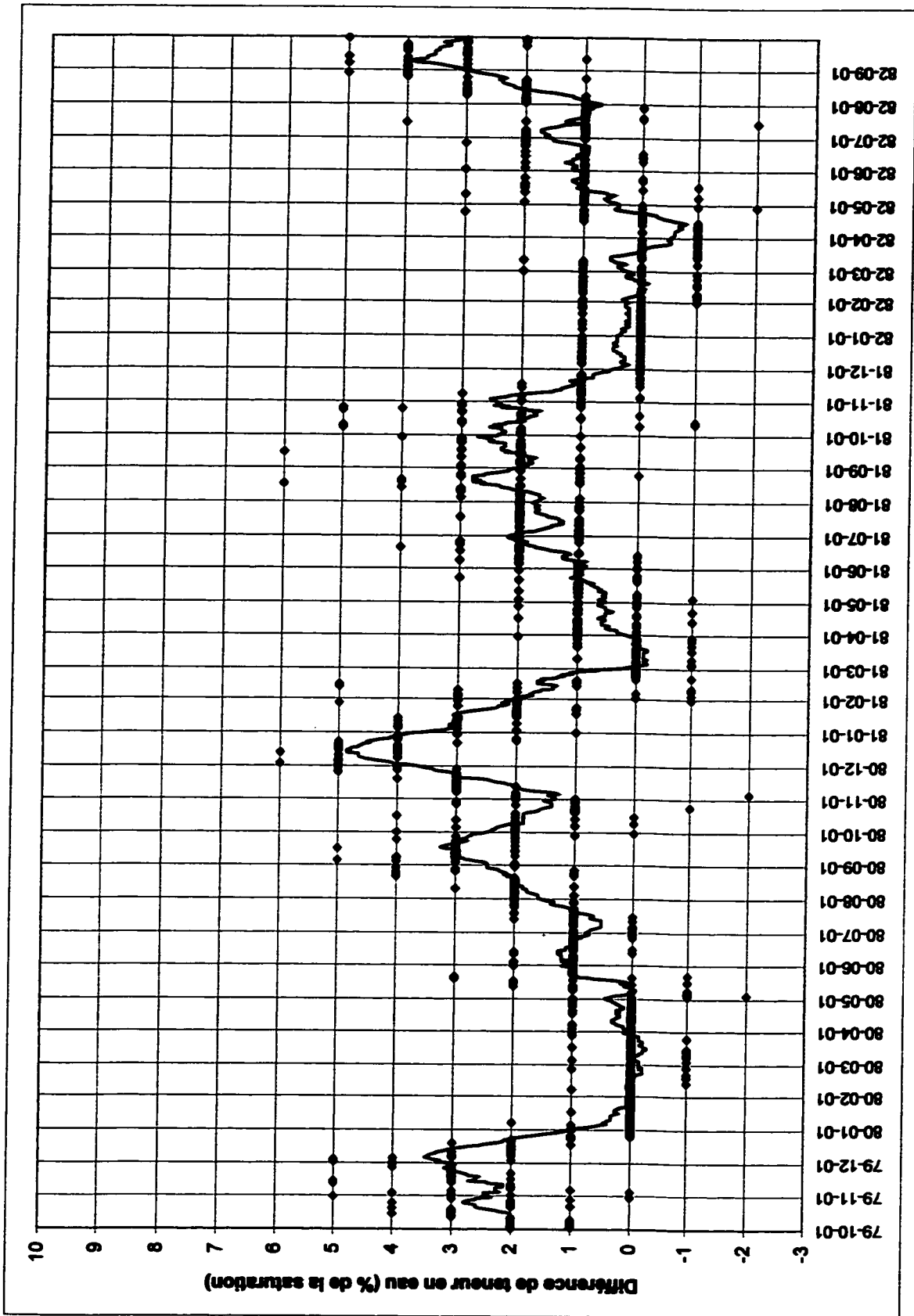


Figure 60. Différence entre la teneur en eau du sol simulée sur l'utilisation de 1978-1980 et sur 1960-1984 (avec sols organiques)

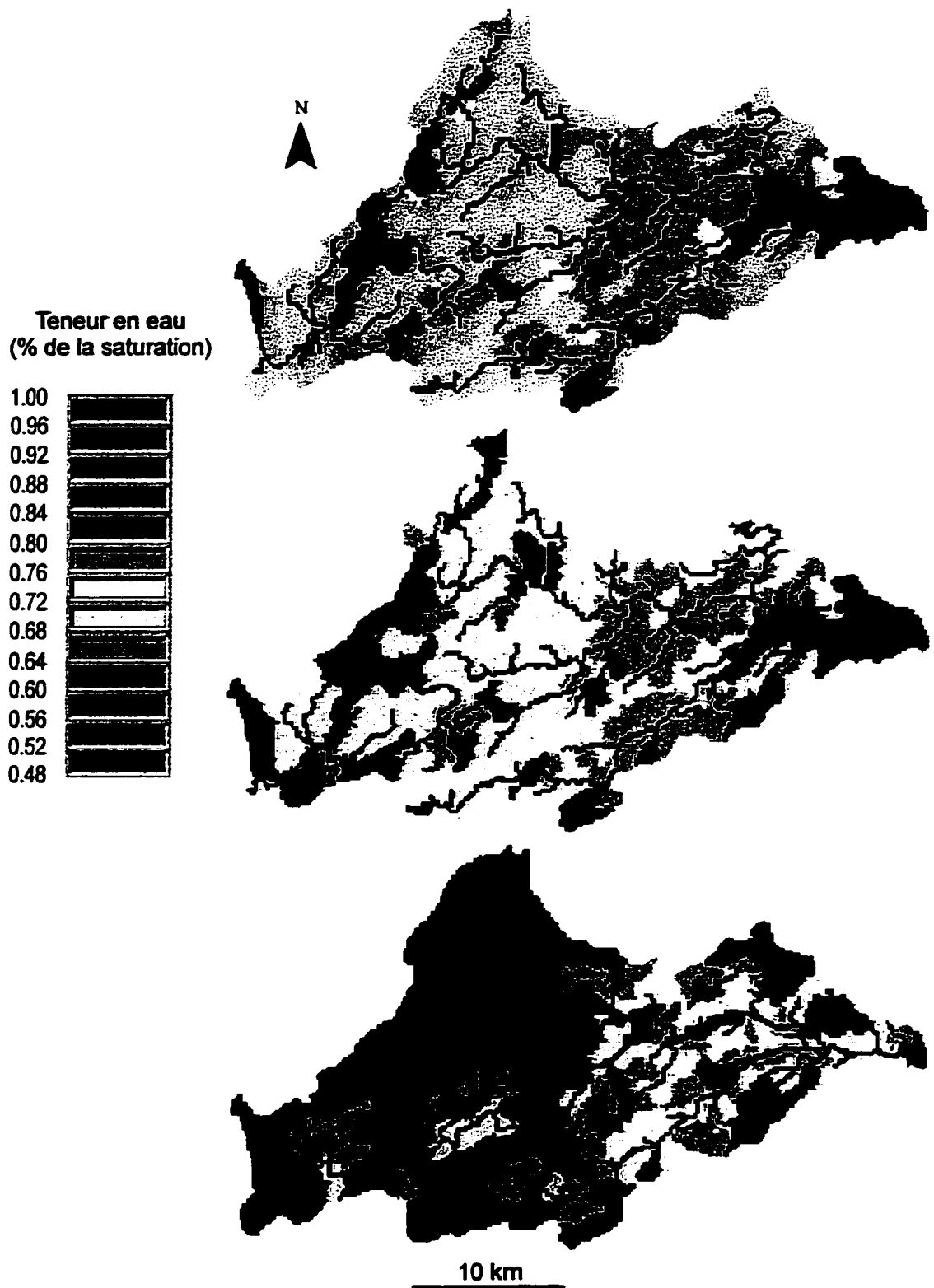


Figure 61. Teneurs en eau des trois couches de sol (couche 1, couche 2 et couche 3 de haut en bas), le 19 août 1979, par une simulation tenant compte des sols organiques

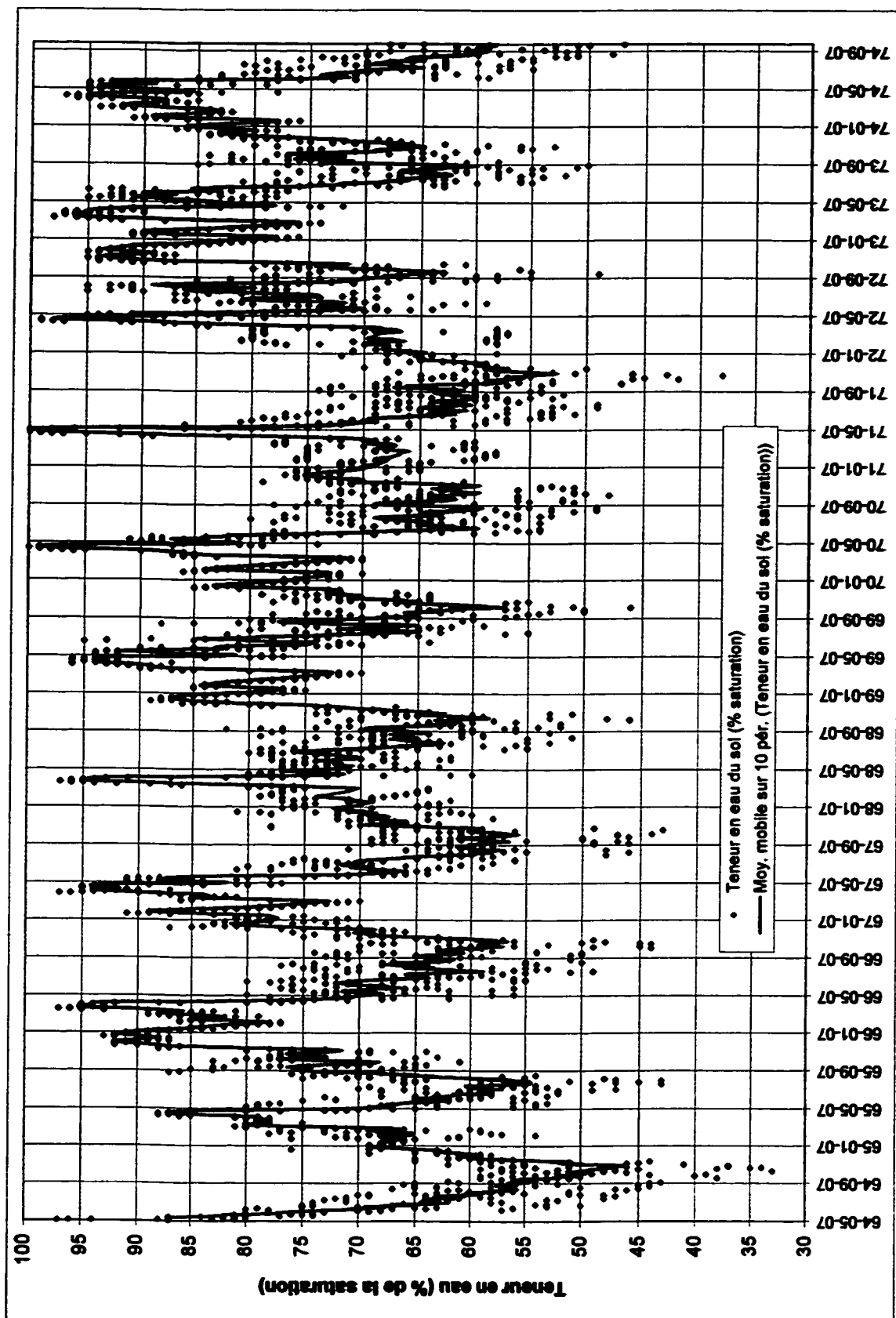


Figure 62. Patron suggérant les variations possibles de la teneur en eau du sol, en tenant compte des sols organiques

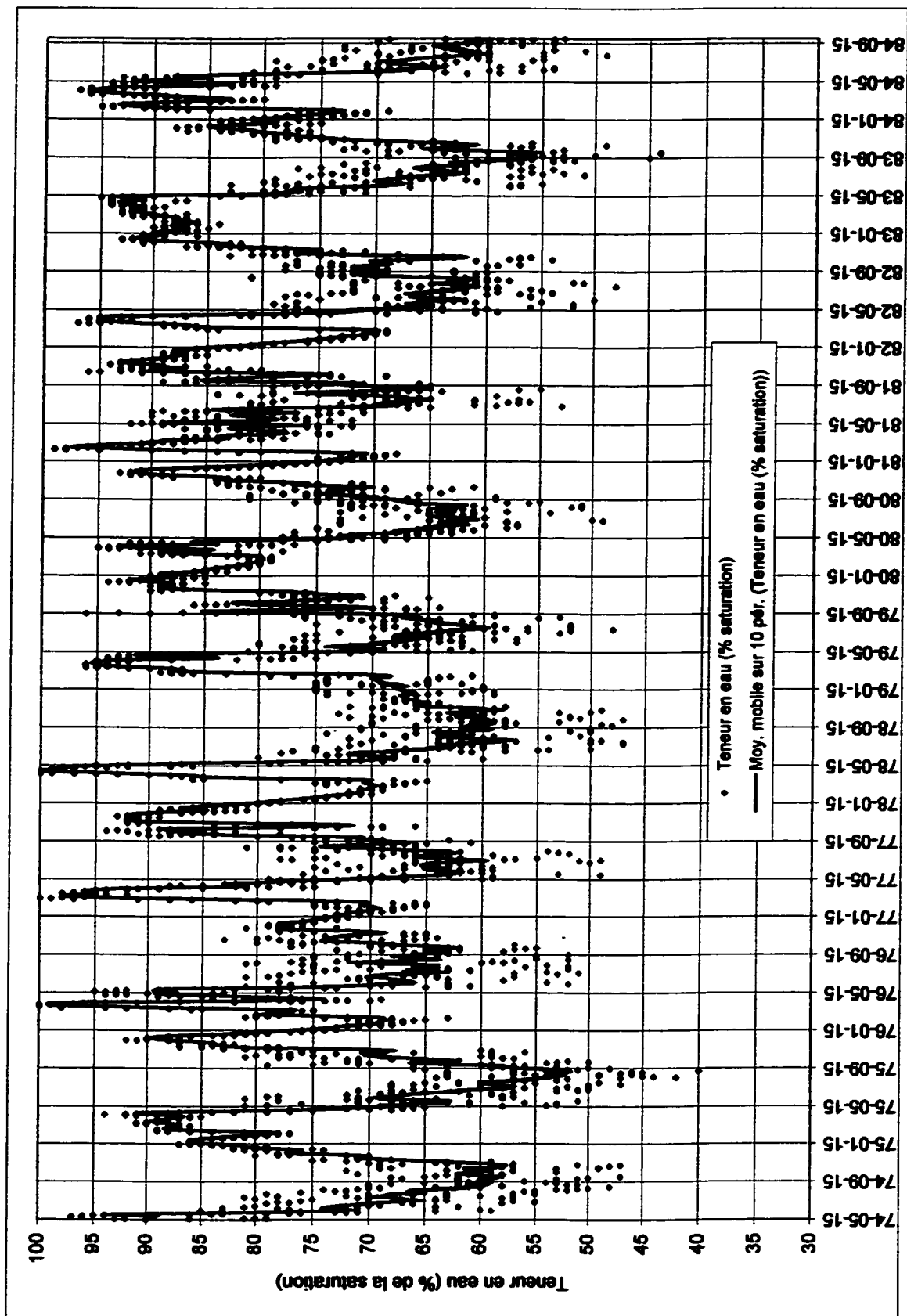


Figure 63. Patron suggérant les variations possibles de la teneur en eau du sol, en tenant compte des sols organiques

1. RÉSUMÉ DU TRAVAIL DE RECHERCHE

On étalonne un modèle hydrologique à bases physiques et semi-spatialisé sur le bassin de la rivière Raisin à l'aide du débit journalier avec une bonne performance. Le modèle produit un événement hydrologique au pas de temps journalier au bon moment avec la bonne intensité, même si à l'occasion, l'intensité est trop forte ou trop faible, le début des crues trop tardif ou précocce. Les volumes annuels sont assez bien respectés aussi.

Le modèle interpole la quantité de pluie qui tombe sur chaque sous-bassin. Selon les propriétés hydrauliques du sol du sous-bassin, l'eau s'infiltré vers les trois couches de sol, s'évapore selon la température et la végétation (albédo, profondeur racinaire, indice foliaire), ou encore ruisselle, soutient la décrue, produit le débit de base, somme toute produit le débit. Le modèle simule aussi l'évolution du couvert de neige. La teneur en eau des couches de sol 1 et 3 est une donnée clef dans le calcul des écoulements. À chaque pas de temps, le modèle peut produire des cartes d'humidité du sol. Cependant, il n'existe pas de données pour les vérifier. !! faut donc les lire comme une indication de la relativité des sols entre eux à être plus ou moins vulnérables à s'assécher ou à rester humides. Ainsi, les disparités spatiales sont réalistes, mais les intensités des variations et leur durée ne peuvent être vérifiées avec des données réelles. De même, les disparités temporelles sont réalistes, mais pas les valeurs absolues des teneurs en eau.

Cette étude d'impact hydrologique des changements d'utilisation du sol doit être abordée comme une étude comparative et non absolue. En d'autres mots, les résultats de simulation doivent être analysés de façon relative entre utilisations du sol. C'est néanmoins une étude basée sur un terrain réel, sous des conditions météorologiques réelles. Le modèle lui-même, étant à bases physiques, utilisent des équations à bases physiques pour décrire les processus et les paramètres choisis pour étalonner le modèle l'ont été dans le but de représenter de la façon la plus réaliste possible le terrain étudié. Alors que le modèle ne représente pas les sols organiques par défaut, nous les introduisons de façon à représenter la tourbière de tête de bassin.

Cependant, plusieurs phénomènes ne sont pas représentés par notre étude, que ce soit par manque de données ou de par le modèle choisi. Malgré tout, on veut savoir

combien l'utilisation du sol influence le débit. Quelles sont les résultats des simulations et que peut-on conclure?

Est-ce qu'un couvert végétal en vaut un autre? Est-ce que l'albédo, l'indice foliaire ou la profondeur racinaire influencent le débit et la teneur en eau du sol? Est-ce que le calendrier bioclimatique, c'est-à-dire les différentes étapes de croissance qui caractérisent un couvert végétal modifie les conditions hydrologiques?

2. SYNTHÈSE DES RÉSULTATS DE SIMULATION

Que les simulations soient faites en tenant compte des sols organiques ou en ne considérant que les sols minéraux, l'impact simulé relatif de chaque couvert de sol est le même à une exception près. On observe que l'utilisation mixte résulte en des conditions hydrologiques intermédiaires de débit et de teneur en eau, l'utilisation par la grande culture résulte en des conditions hydrologiques extrêmes et l'utilisation boisée et de boisés et de terres humides résultent en des conditions les moins variables, à l'exception du couvert boisé sur sol organique au printemps 1982.

Cependant, une utilisation mixte n'en équivaut pas une autre. En particulier, la proportion de l'aire boisée s'avère très importante pour tempérer les conditions hydrologiques et il est probable que la tendance du débit maximum à la baisse depuis le début de la collecte de données hydrométriques puisse s'expliquer en partie par l'augmentation de la superficie boisée. En effet, le régime de la rivière Raisin est d'abord nival, du fait de l'importance relative du débit au printemps et puisque la fonte de la neige est affectée par un couvert forestier, on comprend que la superficie boisée devienne un facteur fondamental.

Si on analyse la façon dont HYDROTEL tient compte de l'utilisation du sol, on peut plus aisément analyser les résultats.

2.1. Les calendriers des propriétés physiques des utilisations du sol

Nous avons utilisé trois matrices de propriétés physiques associées aux utilisations du sol dont les valeurs varient en fonction du temps au cours d'une année, suivant un calendrier bioclimatique qui caractérise le bassin de la rivière Raisin. Il existe une matrice pour la profondeur racinaire, une pour l'indice foliaire, une troisième pour l'albédo.

De par ces matrices,

Une utilisation de BOISÉ signifie pour le modèle :

- 1. une ponction d'eau par les racines dans la 3^{ème} couche de sol tout au cours de l'année, donc une ponction dans le futur écoulement de débit de base.**
- 2. Un indice foliaire plus important que celui des autres couverts, mais variant au cours de l'année (à cause de la chute des feuilles mais la persistance des aiguilles de conifères). Cet indice se traduit par une extinction de l'évaporation, donc il y a moins d'évaporation avec une utilisation boisé, donc plus d'eau pour les écoulements.**
- 3. La fonte est ralentie par le couvert forestier.**
- 4. L'albédo modère l'énergie disponible pour l'évapotranspiration potentielle et pour la fonte. L'albédo associé au couvert boisé est généralement faible toute l'année.**

Une utilisation de CULTURES signifie pour le modèle :

- 1. Une ponction d'eau par les racines variable de la 2^{ème} à la 3^{ème} couche au cours de l'année.**
- 2. Un indice foliaire variable aussi, mais qui peut se comparer à celui des arbres en pleine maturité, donc il y a extinction de l'évaporation aussi, mais moins qu'avec l'utilisation de BOISÉ. Somme toute, il y a donc moins d'eau disponible pour l'écoulement.**
- 3. La fonte est plus rapide que pour l'utilisation de boisé.**
- 4. L'albédo est très variable pour l'utilisation de cultures. Il est celui du sol au début et à la fin de l'année et celui de la plante pendant la période de croissance, donc il est plus élevé en hiver et très faible si le sol est nu.**

Une utilisation de TERRES HUMIDES signifie :

- 1. La ponction d'eau se fait à une profondeur semblable à celle faite par la grande culture mais elle commence 15 jours plus tôt.**
- 2. L'indice foliaire commence 15 jours plus tôt et finit 30 jours plus tard, donc diminue l'évaporation, donc augmente l'eau d'écoulement.**
- 3. La fonte est semblable à celle de la grande culture, donc plus rapide.**
- 4. La plante reste en place à l'année longue, dont l'albédo est moins influencé par le sol nu, mais comme le couvert végétal est modeste, l'albédo est élevé en hiver.**

Une utilisation de PATURAGE signifie :

- 1. La ponction est semblable à celle de la grande culture, mais commence aussi 15 jours plus tôt et finit 45 jours plus tôt (Coupe du foin par rapport à la longue période de maturité nécessaire à la culture du maïs-grain). Somme toute, cela augmente l'évaporation.**
- 2. L'indice foliaire est assez important donc diminue l'évaporation rapidement car croissance rapide, mais pas pour longtemps.**
- 3. Fonte rapide.**
- 4. L'albédo est semblable à celui de cultures, influencé par le sol hors de la période de croissance.**

Une utilisation par l'URBAIN signifie :

- 1. Production de ruissellement seulement car le sol est considéré comme imperméable.**
- 2. L'évaporation du sol nu seulement, pas de transpiration.**
- 3. La fonte est rapide.**
- 4. L'albédo est celui du sol nu.**

Une utilisation d'EXTRACTION signifie (aire négligeable cependant) :

- 1. Infiltration possible, mais aucune plante, donc aucune ponction.**
- 2. Évaporation du sol nu.**
- 3. Fonte rapide.**
- 4. C'est ce couvert qui a l'albédo le plus élevé car sédiments meubles secs réfléchissent beaucoup la radiation solaire.**

Malgré le détail de ce calendrier et des paramètres impliqués, les essais montrent qu'il a une influence secondaire en terme de volume d'eau, soit au niveau du débit minimum et pour les crues automnales. En effet, les valeurs de profondeur racinaire, d'albédo et d'indice foliaire n'influencent pratiquement pas la crue printanière (d'ailleurs ce calendrier est optionnel dans le modèle, ce qui signifie qu'en général, le modèle peut fournir une bonne performance sans ce calendrier, en particulier en régime nival). Cette influence secondaire en terme de volume d'eau ne l'est cependant pas en terme d'écologie aquatique, puisque la période d'étiage estivale terminée par le début des crues automnales est une période critique en ce qui concerne la température de

l'eau, l'oxygène dissous et pour la qualité de l'eau en générale, comme il a été vu au chapitre 2.

2.2 Le modèle de fonte de neige

Les essais montrent clairement que ce sont les facteurs de fonte et les seuils de fonte qui influencent les différences au niveau de l'intensité et du caractère temporel de la crue printanière entre les différentes utilisations du sol, selon que ces valeurs sont différentes. Lors de la fonte, il n'y a que deux classes d'utilisation du sol : forestier, ouvert.

Un facteur de fonte plus faible associé au couvert forestier, soit 3.75, plutôt que de 6 pour le couvert non forestier, abaisse le taux de fonte et ralentit la production d'eau.

Le seuil de température de fonte de -0.25 °C pour le couvert forestier (plutôt que de -0.75 °C pour le couvert non forestier) permet de débiter la fonte plus tard que pour le couvert non forestier.

Ces facteurs sont choisis lors de l'étalonnage. S'ils ne sont pas clairement choisis de façon suffisamment différente pour les deux classes d'utilisation du sol, « forestier » et « ouvert », alors la crue d'un bassin en culture ou la crue d'un bassin boisé sera semblable en temps et en intensité.

2.3 Le coefficient de Manning pour l'écoulement de l'eau sur la partie terrestre du bassin

Le coefficient de Manning pour l'écoulement de l'eau sur la partie terrestre du bassin varie en fonction du couvert. Le coefficient de Manning de 0.4 pour le milieu forestier (plutôt que de 0.3 en milieu non forestier et de 0.05 pour l'eau) ralentit légèrement l'écoulement de l'eau en milieu forestier par rapport aux milieux ouverts. Il est à noter que du fait de l'utilisation de l'équation cinématique pour représenter l'écoulement sur la partie terrestre du bassin, on augmente l'importance des coefficients de Manning, tel que suggéré par Fread (1992), en les multipliant par 2.

Ici encore, il est possible d'accentuer la différence entre un couvert forestier et un couvert de culture par le ralentissement et l'accélération de l'écoulement respectivement.

On constate donc qu'en ce qui concerne l'influence relative des couverts du sol, ce sont les paramètres du modèle qui entrent directement dans les équations impliquées

dans la production d'eau qui ont le plus d'influence sur l'intensité des crues, contrairement à ceux qui contrôlent l'acheminement de l'eau, qui ont un rôle de modération.

3. VÉRIFICATION DES HYPOTHÈSES

On observe que les conditions mixtes d'utilisation du sol de 1960-1964 ne produisent pas les mêmes conditions hydrologiques que les conditions mixtes d'utilisation du sol de 1978-1980, mais qu'au contraire, les proportions relatives de chaque utilisation du sol doivent être considérées.

Cette observation implique qu'il ne faut pas considérer toutes les utilisations mixtes d'un bassin-versant comme équivalentes en terme des conditions hydrologiques qu'elles produisent. D'autre part, contrairement à ce qui a été posé en hypothèse, on ne peut pas affirmer que les changements d'utilisation du sol réalisés entre 1964 et 1978 aient diminué la capacité du bassin-versant à la mise en réserve de l'eau du bassin par rapport à l'utilisation du sol qui précède 1964. En effet, les résultats indiquent que des teneurs en eau proches de la saturation des sols sont atteintes plus fréquemment et que les teneurs en eau minimales sont plus élevées sous l'utilisation du sol de 1978-1980.

Le changement d'utilisation du sol réalisé entre 1964 et 1978 a entraîné :

- ◆ L'augmentation nette de la superficie boisée de 14 % de l'aire totale du bassin
- ◆ L'apparition de la grande culture (un gain de 23 % de l'aire totale du bassin)
- ◆ La baisse nette de la superficie de pâturage de 37 % de l'aire totale du bassin)

Les simulations indiquent que sous conditions météorologiques identiques (celles de 1979-82), les conditions hydrologiques sont moins variables et moins extrêmes avec l'utilisation du sol de 1978-1980 qu'avec celle de 1960-1964, soit avec les changements décrits ci-dessus. En effet, on observe pour chaque année simulée:

- ◆ le débit journalier est moins variable
- ◆ le débit moyen annuel est supérieur
- ◆ le débit minimum annuel est supérieur
- ◆ le débit maximum annuel est inférieur (excepté 1979-1980)

Il n'y a que de très rares différences dans les dates des événements hydrologiques. Seule la crue printanière de 1982 est légèrement plus longue avec

l'utilisation du sol de 1978-1980 qu'avec celle de 1960-1964, qui résulte du délai de fonte causé par le boisé, combiné à une interruption de la fonte suite à des températures maintenues sous le seuil de fonte.

Une description statistique des teneurs en eau moyenne des trois couches de sol de tous les sous-bassins selon l'une ou l'autre de l'utilisation du sol ne permet pas de mettre en évidence des différences, même si elles existent, mais pas au niveau de la moyenne. C'est une analyse de fréquence des teneurs en eau du sol quotidiennes qui permet de vérifier que l'utilisation du sol de 1978-1980 produit plus de teneurs en eau plus élevées que l'utilisation de 1960-1964, alors que celle-ci produit plus de teneurs en eau plus faibles.

Ces différences apparaissent en fonction du temps. Si les deux utilisations du sol laissent le sol s'assécher à peu près au même rythme au début de l'été, par contre, l'assèchement dure plus longtemps et l'utilisation du sol de 1978-1980 permet au sol de se réhumidifier plus rapidement à l'automne. Ainsi, c'est à l'automne que la différence de teneur en eau du sol est la plus grande, alors que les teneurs en eau du sol avec l'utilisation du sol de 1978-1980 sont plus élevées qu'avec celle de 1960-1964.

Dans ce cas-ci, la différence provient du calendrier bioclimatique. En effet, le couvert boisé garde en partie ses feuilles, ce qui diminue l'évaporation du sol nu et la perte d'eau pour le chenal, alors que pour l'utilisation du sol par la grande culture, l'indice foliaire devient nul et alors l'évaporation n'est plus atténuée, une fois la culture récoltée.

Donc si en posant l'hypothèse principale, nous soupçonnions l'effet asséchant des grandes cultures, nous sous-estimions l'effet contraire produit par une utilisation boisée et l'effet combiné des deux utilisations du sol dans la proportion de 23 % du bassin en grande culture et 51 % du bassin boisé. D'une situation à l'autre, la proportion de terres boisées passe d'un tiers à la moitié du bassin.

On peut se demander si le fait de ne pas tenir compte lors de la simulation, du drainage artificiel apparu entre 1964 et 1978, ne vient pas fausser les conclusions citées ci-dessus. Cependant, les résultats des simulations sur le débit sont confirmées par les données observées de débit. En effet, on observe bien une diminution du débit maximum entre 1961 et 1994, ce qui corrobore que les conditions hydrologiques sont moins extrêmes avec l'utilisation du sol de 1978-1980, à l'échelle du bassin-versant, tout

en gardant quelques réserves sur l'impact, à l'échelle du champ, du drainage artificiel qui, selon la littérature, assécherait la couche superficielle du champ par rapport à un sol non drainé et en conditions non saturées. En d'autres mots, l'effet asséchant de la culture à l'automne serait accru par le drainage artificiel à l'échelle du champ.

Le premier volet de l'hypothèse principale stipulait que les fluctuations climatiques, pouvant être reliées au réchauffement climatique, avaient diminué la mise en réserve d'eau dans le bassin suite à des conditions de précipitations et de température défavorables.

Si on observe non seulement des fluctuations climatiques mais aussi des tendances temporelles sur la période 1967-1992 à la station de Cornwall, celles-ci sont moins prononcées sur la période 1915-1992 à la station de Morrisburg. Les températures moyennes augmentent légèrement, ce qui pourrait signifier que le bassin subit des conditions météorologiques plus asséchantes depuis 1915. Mais comme les tendances temporelles des précipitations ne sont pas significatives, on ne peut pas conclure à des conditions asséchantes.

Par contre, il y a eu quelques périodes pendant lesquelles des fluctuations climatiques ont affecté la région entre 1915 et 1992. Il s'agit par exemple de la période s'étalant entre 1955 et 1970 au cours de laquelle les précipitations totales ont été nettement plus basses que la moyenne. Cette baisse s'est reflétée sur le débit de la rivière Raisin au début des années 1960. On constate qu'à cette période, les températures restaient autour de la moyenne. L'année 1964 connaît le débit le plus faible. Cette année-là, il y a de très faibles précipitations causant un débit minimum moyen des plus bas de la période d'enregistrement. Les mois de février et d'août, septembre et octobre ont reçu chacun moins de 40 mm de précipitations, soit moins que la moitié de ce qu'ils comptent en moyenne. Malheureusement, les données manquent pour la température de ces mois critiques.

Au cours de la période d'enregistrement hydrométrique à la rivière Raisin, on retrouve 4 années pour lesquelles le débit minimum moyen a été extrêmement faible. Il s'agit de 1964, 1980, 1983 et 1991. Cependant, la faiblesse des précipitations est surtout évidente pour 1964, alors que pour 1991, ce sont les moyennes annuelles des températures quotidiennes maximales et minimales moyennes qui sont particulièrement élevées. 1991 établit un record de moyenne annuelle des températures maximales,

avec 13.13 °C, alors que la moyenne de toute la période est 11.53 °C.

On ne peut donc pas conclure à une tendance vers des conditions asséchantes sur le bassin, d'autant plus que lorsqu'on simule les teneurs en eau du sol entre 1964 et 1994 alors qu'il n'y a que le climat qui change au cours de la simulation, on constate que 1964 a le record pour le minimum de teneur en eau pour toute la période.

Il faut donc réfuter le premier volet de l'hypothèse principale. Tout indique que les conditions météorologiques ne deviennent pas plus asséchantes sur le bassin au cours de la période étudiée.

Le second volet de l'hypothèse principale considère que les changements d'utilisation du sol ont eu une influence plus importante sur la diminution de la composante de stockage que les fluctuations climatiques.

Tout d'abord, rappelons que ni les uns, ni les autres n'ont diminué la composante de stockage du bassin. Cependant, l'étude permet de mesurer l'importance relative de chacun des facteurs et montre que les fluctuations météorologiques ont plus d'effet sur le stockage que les changements d'utilisation du sol au cours de la période utilisée. En effet, d'une part, on simulait débits et teneurs en eau en gardant constant le climat, mais en faisant changer les utilisations du sol, alternant entre celles de 1960-1964 et celles de 1978-1980, d'autre part, on simulait débits et teneurs en eau en faisant varier les conditions météorologiques selon ses variations réelles au cours des trois années de simulation (1979-82), l'utilisation du sol restant identique (celle de 1978-1980).

Il apparaît alors très clairement que les variations dans le débit journalier d'une année à l'autre sont très grandes (par exemple une augmentation de 114 % pour le débit maximal de 1980-81 par rapport à celui de 1979-1980), alors que les différences produites par le changement d'utilisation du sol sont minimales en comparaison, dans ce cas-ci, 6 %.

Quant au troisième volet, selon lequel les changements récents d'utilisation du sol ont eu une influence sur la qualité de l'eau telle qu'observée en 1994-1996, en partie à cause de leur impact négatif sur la capacité de mise en réserve du bassin, on peut dire que si la dégradation de la capacité de stockage du bassin ne se vérifie pas, par contre, la qualité de l'eau observée en 1994-1996 est influencée par les conditions hydrologiques elles-mêmes modifiées par les différentes utilisations du sol. Les

simulations montrent en effet que les changements d'utilisation du sol réalisés entre 1964 et 1978 ont augmenté le volume d'eau écoulé dans la rivière et augmenté en particulier le débit minimum. Or on a observé comme la période d'étiage peut produire l'anoxie au fond du cours d'eau, à laquelle sont fortement liées les dynamiques des substances nutritives et d'autre part, comment la conductivité spécifique augmente au cours de l'étiage. Il faut noter que bien qu'une dizaine d'années séparent l'étude de qualité de l'eau de la période étudiée par la simulation, on estime que les états d'utilisation du bassin sont tout de même assez comparables en se basant sur l'évolution historique de l'utilisation du sol présenté à la figure 14 qui montre une stabilisation des couverts boisés et déboisés à partir 1986 jusqu'en 1996.

Notre étude permet donc de réfuter l'hypothèse principale et ses deux volets, le 3^{ème} volet se vérifiant en partie seulement. Pour la période étudiée, les fluctuations météorologiques ont des effets plus importants sur l'hydrologie à l'échelle du bassin que les changements d'utilisation du sol. Par contre, l'utilisation du sol du bassin joue un rôle d'amortissement des effets climatiques et il est nécessaire de tenir compte de ce rôle, parce que c'est le seul pour l'instant sur lequel il est possible d'avoir un certain contrôle.

4. SIGNIFICATION DES RÉSULTATS

Ce qui frappe dans ces résultats *a priori*, c'est le contraste entre la grande importance des changements d'utilisation du sol entre 1964 et 1978, en terme de superficie et en terme de variétés de changements encourus et la faiblesse de l'impact hydrologique simulé d'un tel changement.

En effet, on constate que 162 km² de terre du bassin sur 364 km² ont subi un changement entre 1964 et 1978, soit en 14 ans. Cela correspond à 45 % du bassin, ce qui est beaucoup. Pourtant, lorsqu'on regarde le régime hydrologique sur ces 14 ans, on n'observe rien d'exceptionnel à prime abord.

Ces résultats vont dans le sens des conclusions d'études selon lesquelles le travail mécanique du sol effectué pour procéder au changement de couvert de sol affecte davantage les conditions hydrologiques que les changements de couverts de sol proprement dits. Dans le premier cas, il s'agit de la modification de la structure du sol, c'est-à-dire du réservoir hydrologique lui-même. Dans le second cas, il s'agit de l'échange d'un couvert végétal pour un autre, c'est-à-dire de la modification de la

résistance aux échanges de l'eau sous forme gazeuse du réservoir édaphique vers le réservoir atmosphérique. Ainsi, le labour saisonnier du sol, par exemple, aurait-il plus d'impact sur le bilan hydrique que le changement d'utilisation du sol? Nous n'avons pas étudié en détail cette possibilité, mais d'une part, des études récentes ont mesuré l'effet relativement important du labour sur les propriétés hydrauliques des sols (Azooz and Arshad, 1996) et d'autre part, les propriétés hydrauliques des sols sont des paramètres clefs du modèle HYDROTEL, ce qui appuierait cette interprétation.

Force est de constater une inertie apparente dans la réponse du bassin à un changement de couvert végétal. Grayson et al. (1992) faisaient un constat semblable à la suite d'une étude utilisant un modèle hydrologique à bases physiques à l'échelle d'un bassin-versant : « One of the most tantalizing things about catchment response is that it is "well behaved", (...). There appears to be a dichotomy between the variability of the natural system and the relatively well behaved output of that system ». Il est difficile de comprendre pourquoi à prime abord, les fluctuations météorologiques ont tant d'importance sur les conditions hydrologiques contrairement à celles du couvert de sol. Cependant, l'hétérogénéité spatiale des changements d'utilisation du sol et leur non-synchronicité permet au reste du bassin non affecté de tempérer l'impact du changement, alors que lors de fluctuations météorologiques, l'ensemble du bassin est affecté en même temps, dans la même direction. L'échelle d'étude ne permet pas de discerner l'effet des changements potentiellement important localement mais « dilué » par les conditions du reste du bassin. Les changements d'utilisation peuvent aussi avoir des effets contraires qui s'annulent à l'échelle du bassin.

On rappelle, par exemple, les conditions climatiques asséchantes du début des années 1960, avec des précipitations très faibles, qui ont résulté en des débits faibles et un étiage aigu. Cette période a laissé des traces dans l'histoire populaire du bassin et la « menace » du réchauffement climatique inquiète d'autant plus, mais en réalité, l'utilisation du sol actuelle est mieux à même de tempérer une période sèche qu'elle ne l'était en 1960.

Si l'on s'intéresse maintenant à l'implication de ces résultats au niveau de l'impact des changements d'utilisation du sol sur les conditions hydrologiques avant la période de mesure, on constate que la période la plus critique pour l'hydrologie a dû se produire pour la première moitié du XX^e siècle, alors que près des 2/3 de la superficie du

bassin sont restés déboisés pendant une cinquantaine d'années. En effet, d'après le recensement, le déboisement s'est produit de 1826 à 1876. Les terres sont restées déboisées de 1876 à 1941. La tendance au déboisement s'inverse à partir de 1951 d'après le recensement et se poursuit jusqu'à la fin du siècle, alors que la moitié du bassin est boisé. Cette situation, à la lumière des résultats de simulation, signifie que d'une part, il y a depuis 1951, moins de sol nu, donc moins de perte d'eau par évaporation et d'autre part, plus de couvert boisé, donc que la fonte de la neige est ralentie et la crue légèrement plus étalée dans le temps. On comprend que la longue période d'utilisation des moulins sur le bassin correspond surtout aux périodes pendant lesquelles le bassin est en déboisement puis reste déboisé. Bien que la simulation ne peut reproduire les conditions dynamiques du déboisement, elle reproduit les conditions du bassin une fois déboisé. Les conditions hydrologiques, à la lumière des simulations, devaient montrer une plus grande variabilité qu'aujourd'hui. Afin de comprendre réellement la relation entre la présence de moulins et les conditions hydrologiques, il faudrait faire une étude sur les caractéristiques hydrauliques des moulins retrouvés sur le bassin, de façon à connaître la quantité d'eau nécessaire pour les actionner et d'autre part, savoir s'ils fonctionnaient à l'année longue.

Aujourd'hui, les conditions hydrologiques sont donc plus favorables à une meilleure qualité de l'eau durant l'étiage qu'elles ne l'étaient à la suite du déboisement au début du siècle, ceci bien sûr en ne s'intéressant qu'à la relation entre l'hydrologie et la qualité de l'eau et sans considérer l'usage accru de fertilisants synthétiques et de pesticides. Ces conditions hydrologiques résultant d'une diversité de milieux physiques sur le bassin ne doivent pourtant pas être considérées comme acquises, car l'intérêt local pour la production d'éthanol à partir du maïs pourrait bien inverser la tendance.

4.1 Limitations de la méthode

Il existe aussi un grand contraste entre la complexité du terrain étudié, en terme d'hétérogénéité spatiale et en même temps, de changements au cours du temps et la relative simplicité du modèle utilisé pour représenter cette dynamique.

En effet, il existe une foule d'événements, de processus non représentés par le modèle et si certains processus sont représentés, ils peuvent l'être sans tenir compte de leur complexité (connue, pour ne pas dire inconnue). L'exemple de l'hystérèse de la courbe d'humidification et d'assèchement du sol non-saturé illustre cette simplification,

puisqu'on n'en tient pas compte dans le modèle.

4.1.1 Limitations de PHYSITEL

La limitation principale du modèle dans le cas de la reconstitution du bassin de la rivière Raisin, c'est l'exigence d'un modèle numérique d'altitude (MNA) de grande résolution, du fait de la faible pente du bassin. Comme la décrue dépend de la pente et comme cette pente très faible, il est difficile d'étalonner parfaitement la décrue.

4.1.2 Limitations de HYDROTEL

Liée à la qualité du MNA, est l'obligation dans HYDROTEL, que toutes les mailles s'écoulent dans une autre. Il ne peut pas y avoir de zone de non-écoulement, représentant les zones marécageuses. Or, dans le cas de la rivière Raisin, il y a au moins 3 zones où la pente est si faible que même avec la meilleure résolution de MNA, l'eau ne s'écoulerait pas. Elle serait alors soit perdue à l'évaporation ou gagnée à l'infiltration. Or avec HYDROTEL, cette eau est évacuée vers la rivière beaucoup trop rapidement par rapport à la réalité du bassin.

Beaucoup de modèles hydrologiques reposent sur un MNA et la littérature est de plus en plus abondante au sujet des problèmes que cela pose dans plusieurs bassins. L'un d'eux est l'obligation de l'utilisation d'un MNA sans dépression autres que les lacs, alors que le stockage temporaire dans des dépressions devrait pourtant pouvoir être représenté, de façon à ralentir l'écoulement (Metcalfé et Buttle, 1999). De même, Wang and Hjelmfelt (1998) note que dans leur étude dans le Missouri central : « Nearby 60 % of the DEM [digital elevation model] cells needed special consideration because they indicated depressions or flat areas ». Fortin (1998) avait noté cette limitation d'HYDROTEL.

HYDROTEL a la qualité d'être simple. Il existe donc plusieurs phénomènes non représentés par le modèle mais potentiellement importants d'un point de vue hydrologique, il s'agit de :

- le drainage superficiel et subsuperficiel
- le déversoir de Martintown
- les variations intra-annuelles et interannuelles du calendrier bioclimatique
- des couches de sol de textures différentes

- la profondeur variable du sol (par exemple, la tourbière est très profonde (12 m) et d'autres part, il y a des affleurements rocheux)
- Les différents types de travail agricole du sol
- La présence de résidus de récolte sur le champ

Il n'est certainement pas possible de tout mesurer de façon spatialement distribuée et sur une base quotidienne, ni souhaitable de tout représenter mathématiquement dans un modèle. Il s'agit quand même de savoir ce qui est fondamental par rapport à ce qui peut être ignoré. C'est là que réside toute la difficulté non seulement de modéliser, mais aussi de simuler en toute connaissance de cause.

Nous pensons cependant que la tourbière Newington est assez bien représentée par la simulation qui tient compte des sols organiques, car on observe que la 3^e couche de sol a généralement une teneur en eau proche de la saturation, ce qui signifie qu'elle assure le débit de base localement, ce que nous croyons être le cas pour la tourbière.

Pour notre part, le MNA du bassin, la profondeur des couches de sol et le coefficient de récession, les propriétés hydrauliques des sols sont les facteurs les plus importants, suivis des paramètres de simulation et de fonte de la neige. Les autres paramètres sont secondaires et donc limitent notre analyse de l'effet de l'utilisation du sol sur les conditions hydrologiques.

D'un point de vue physique, le régime hydrique des sols est contrôlé par la thermodynamique, par le réseau racinaire et par des différences de pression dont nous aimerions tenir compte dans un exercice ultérieur.

Quant au modèle lui-même, nous avons constaté que la simulation de neige ou de pluie basée sur la température minimale et maximale ne peut pas toujours représenter les cas particuliers rencontrés sur 24 heures, soit le cas où le début de la journée connaît une température au-dessus de 0 °C et il pleut, mais la fin de la journée connaît des températures très froides (- 20 °C) et il n'y a aucune précipitation. Dans ce cas, le modèle simule une chute de neige parce que la température moyenne est sous 0°C pour l'ensemble de la journée, alors qu'il a plu. Or, la réaction du bassin est bien différente en cas de pluie ou en cas de neige. Cette difficulté explique en partie la difficulté de l'étalonnage des crues automnales.

4.1.3 Limitations des données

Si d'une part, on voudrait pouvoir travailler avec davantage de données, il faut noter que lorsqu'on a des données mesurées, même dans une région gâtée par la couverture spatiale de stations météorologiques, celles-ci ne sont pas d'aussi bonne qualité que ce qu'on pourrait espérer. Même si les banques de données de précipitations, d'ailleurs presque complètes, proviennent d'un réseau de six stations bien distribuées, elles sont cependant imparfaites pour représenter ce qui se passe sur l'ensemble du bassin. Par exemple, il est possible d'observer, rarement cependant, une augmentation du débit sans pluie préalable, ou une pluie sans aucune augmentation du débit. En d'autres mots, soit la pluie n'a pas été captée par le réseau ponctuel de stations, soit la pluie est surestimée, une situation qui caractérise d'ailleurs l'utilisation de modèle. Bien sûr, le plus souvent, elle est bien représentée.

Dans un exercice en temps réel, des données RADAR seraient idéales et HYDROTEL peut les intégrer, mais encore faut-il qu'elles existent historiquement.

Étant donné l'approche relative du sujet, la limitation imposée par la qualité des cartes d'utilisation du sol est somme toute peu importante.

La donnée dont l'absence est la plus contraignante pour la présente étude est la teneur en eau du sol moyenne des 3 couches, mesurée à une série de sites bien répartis spatialement sur le bassin de la rivière Raisin. Il faut cependant dire que ces données sont inexistantes.

Le questionnement de plusieurs chercheurs et exprimé par Seyfried and Wilcox (1995) à savoir : « (...) whether physically based models are worth the effort, at least outside of strictly research applications.³⁷ » trouve un écho dans notre recherche. Il est vrai que la représentation physique du bassin nécessite un travail technique important tout simplement pour parvenir aux premières simulations. Cependant, une fois le modèle opérationnel, le potentiel de simulation apparaît illimité et de nombreuses avenues restent à être explorées. Ainsi, la simulation produit au pas de temps de 24 h, des données de teneurs en eau du sol spatialement distribuées dont une analyse par système d'information géographique permettrait de révéler la dynamique du stockage dans le bassin en fonction de la combinaison de facteurs que sont : l'utilisation du sol, la

³⁷ Seyfried and Wilcox pose cette question en comparant des modèles agrégés à des modèles à bases physiques en terme de travail nécessaire pour rendre le modèle opérationnel et en terme de la qualité des résultats de simulation.

texture du sol et la pente. Nous pourrions alors observer quelle combinaison de facteurs est plus sensible à un changement d'utilisation du sol.

5. POURSUIVRE LA RECHERCHE

De Backer, déjà en 1989, écrivait l'importance de s'intéresser à la modélisation du stockage : « General unsaturated flow equations do not consider plant root activity which accounts for nearly all the water withdrawal from the soil during the growing season. Emphasis has been placed up to now mostly on the modeling of flow. In view of the continuous degradation of the quality of surface and ground waters emphasis should be put now on the modeling of water storage » . En plus de la trop simple représentation du régime hydrique des sols, en particulier des sols organiques, dans les modèles actuels, notre étude montre aussi la faiblesse de la paramétrisation des utilisations du sol et la représentation réduite du rôle de la végétation en tant que résistance entre les réservoirs édaphique et atmosphérique. En dehors de la modélisation, il faut poursuivre dans la recherche de l'importance hydrologique de la diversité des milieux physiques dans un bassin-versant et de la combinaison pente / texture du sol / utilisation du sol sur l'humidité du sol.

D'autre part, il faut stimuler le transfert de la connaissance (toute imparfaite qu'elle soit) là où elle est utile, c'est-à-dire la traduire en action sur le terrain. Alors qu'on s'attend à des répercussions du changement climatique dans l'Est de l'Ontario, il faut dès maintenant encourager des pratiques de conservation de l'eau sur la bassin. D'un point de vue pratique, il s'agit de préserver la mixité des utilisations du sol du bassin, encourager le reboisement naturel et éviter les sols nus et la monoculture. La conservation de l'humidité des sols (et par extension, de la capacité de stockage) va de paire avec la protection de l'érosion des sols. En effet, le non-retrait des résidus de récoltes à la surface du sol réduit l'érosion et agit comme agent réducteur de l'évaporation du sol nu, bien qu'un sol occupé par la végétation à l'année longue soit toujours mieux qu'un sol désert. Les boisés qui servent de coupe-vent ralentissent aussi la fonte de la neige au printemps et tempèrent la crue. Parce qu'ils augmentent la diversité des réactions hydrologiques du bassin, mais aussi parce qu'ils tempèrent la réaction aux précipitations, il faut préserver l'intégrité des marécages et des tourbières.

Cette étude s'est intéressée à l'effet des changements d'utilisation du sol entre 1964 et 1978 sur les conditions hydrologiques du bassin-versant de la rivière Raisin. Le défi lancé par ce sujet provient de l'aspect non contrôlé de l'étude, car le bassin étudié a une utilisation du sol hétérogène et les différents changements d'utilisation du sol sont répartis sur 364 km² et sur une période de 14 ans. Nous avons abordé la question par une approche de simulation du débit journalier et de la teneur en eau moyenne du sol journalière, à l'aide du modèle HYDROTEL, à bases physiques et semi-spatialisé.

Nous avons observé, contrairement à ce que nous avons établi en hypothèse principale, que le changement d'utilisation du sol réalisés entre 1964 et 1978 n'a pas diminué la capacité du bassin-versant à la mise en réserve de l'eau du bassin par rapport à l'utilisation du sol qui précède 1964. En effet, les résultats indiquent que des teneurs en eau proches de la saturation des sols sont atteintes plus fréquemment et que les teneurs en eau minimales sont plus élevées sous l'utilisation du sol de 1978-1980.

Les simulations indiquent que sous des conditions météorologiques identiques (celles de 1979-82) les conditions hydrologiques sont moins variables et moins extrêmes avec l'utilisation du sol de 1978-1980 qu'avec celle de 1960-1964, soit avec les changements décrits ci-dessus. En effet, on observe pour chaque année simulée:

- ◆ le débit journalier est moins variable
- ◆ le débit moyen annuel est supérieur
- ◆ le débit minimum annuel est supérieur
- ◆ le débit maximum annuel est inférieur (excepté 1979-1980) .

Ces changements hydrologiques sont associés aux changements d'utilisation du sol suivants :

- ◆ L'augmentation nette de la superficie boisée de 14 % de l'aire totale du bassin
- ◆ L'apparition de la grande culture (un gain de 23 % de l'aire totale du bassin)
- ◆ La baisse nette de la superficie de pâturage de 37 % de l'aire totale du bassin)

Le premier volet de l'hypothèse principale stipulait que les fluctuations

climatiques, pouvant être reliées au réchauffement climatique, avaient diminué la mise en réserve d'eau dans le bassin suite à des conditions de précipitations et de température défavorables.

Si on ne peut pas tracer de tendances significatives pour les précipitations, on peut par contre identifier une augmentation au niveau de la température. On remarque que les tendances temporelles sur la période 1967-1992 à la station de Cornwall, sont plus prononcées que celles sur la période 1915-1992 à la station de Morrisburg. Il faut donc replacer les 26 dernières années dans leur contexte séculier et relativiser l'augmentation de température observée pour la période récente à Cornwall.

De même, une tendance linéaire significative à la baisse peut être observée sur les données de débits maximums annuels entre 1961 et 1994.

Si on observe maintenant les données simulées de teneurs en eau du sol avant et après les changements d'utilisation du sol, on constate que les teneurs en eau les plus faibles se retrouvent avant les changements d'utilisation du sol. Bien que ces valeurs de teneurs en eau simulées n'ont pas de signification absolue, elles en ont néanmoins lorsqu'on compare les données dans le temps.

Il faut donc réfuter le premier volet de l'hypothèse, car les résultats, bien que limités, suggèrent que les conditions climatiques récentes ne sont pas plus asséchantes que celles des années 1960, au contraire.

De même, nous devons rejeter le second volet de notre hypothèse, car nous observons que les fluctuations climatiques ont une influence plus importante sur la diminution de la composante de stockage que les changements d'utilisation du sol. En effet, on a simulé les débits et les teneurs en eau en faisant varier le climat selon ses variations réelles au cours des trois années de simulation (1979-82), l'utilisation du sol restant identique (celle de 1978-1980).

Il apparaît alors très clairement que les variations dans le débit journalier d'une année à l'autre sont très grandes alors que les différences produites par le changement d'utilisation du sol sont minimes en comparaison. Ces différences sont liées à la différence d'échelle à laquelle se produit le changement et à l'hétérogénéité spatiale et temporelle qui caractérise le changement d'utilisation du sol. L'ensemble des conditions hydrologiques du bassin-versant « dilue » l'impact d'un changement de couvert du sol à l'échelle du champ et d'autre part, deux utilisations du sol peuvent avoir des effets

opposés sur les conditions hydrologiques, qui s'annulent à l'échelle du bassin

L'étude indique donc que l'utilisation mixte qui caractérise le bassin à partir de 1978, produit des conditions hydrologiques moins variables que ne le faisait l'utilisation mixte qui caractérisaient le bassin avant 1964. Les importants changements d'utilisation du sol réalisés sur le bassin pendant cette période ont donc eu des effets positifs sur les conditions hydrologiques.

Les simulations expérimentales permettent d'expliquer cette conclusion. En effet, l'étude met en évidence le potentiel asséchant de l'utilisation par la grande culture en comparaison à l'effet tempérant de l'utilisation boisée. Or, le bassin en 1978 est davantage boisé qu'en 1964. L'effet tempérant du boisé sur les conditions hydrologiques se joue fortement à la fonte de la neige, qui est ralentie sous couvert boisé. Et comme la crue printanière est l'événement hydrologique le plus important en terme de volume, c'est l'importance de la zone ouverte qui produit l'importance de la crue. Par ailleurs, le couvert boisé permet d'augmenter le débit en période d'étiage.

Le comportement de l'assèchement et de la réhumidification du sol en fonction de l'utilisation du sol est particulièrement intéressante. Alors que la chute de la teneur en eau est amorcée à la fin de la fonte de la neige, elle se stabilise en juillet et août pour le sol boisé, mais seulement à la fin septembre pour l'utilisation par la culture dont l'assèchement est plus sévère. De même, la réhumidification est différente pour les deux couverts, alors qu'elle s'amorce plus tôt pour l'utilisation boisée et atteint la saturation plus vite à l'automne. Ainsi, c'est entre octobre et décembre que la différence entre l'effet des utilisations du sol sur les teneurs en eau du sol est maximale.

Si les conditions hydrologiques très sèches au début de l'enregistrement hydrométrique de la rivière Raisin avaient de quoi alarmer, celles-ci étaient produites par une combinaison de circonstances unique à cette période. Aujourd'hui, le bassin apparaît moins sensible aux conditions climatiques extrêmes et pourrait le devenir davantage avec quelques efforts concrets de mise en place de pratiques favorables à la conservation de l'eau sur le bassin, sans limiter le développement de l'agriculture.

De même, il apparaît aussi que les changements récents d'utilisation du sol ont affecté la qualité de l'eau de la rivière, par l'intermédiaire des conditions hydrologiques

de l'étiage en particulier, alors que selon les simulations, l'utilisation boisée plus répandue aujourd'hui favorise un débit minimum plus élevé et une réhumidification des sols plus rapide à la fin de l'été, donc des conditions moins asséchantes qui devraient limiter l'impact négatif de l'étiage sur le milieu aquatique.

En conclusion, l'exercice indique que les processus du bilan hydrique intervenant dans la production d'eau ont plus d'influence sur le régime hydrologique, en terme de volume, que les processus intervenant dans la redistribution de l'eau (principalement les flux) vers les zones de stockage. Il serait intéressant de tester cette nouvelle hypothèse, par l'intermédiaire de l'utilisation du sol qui influencent les 2 types de processus, tout en s'intéressant, par une méthode de simulation, à l'impact de l'importance relative de ces différents processus sur la qualité de l'eau du cours d'eau. Par contre, les conditions estivales et automnales sont davantage influencées par les utilisations du sol. D'autre part, une analyse spatiale des données de teneur en eau quotidienne à l'aide de SIG en fonction de la pente, de la texture du sol et de l'utilisation du sol devrait révéler la dynamique du stockage de l'eau dans le sol et l'importance relative de chacun des facteurs selon les différents événements hydrologiques.

Les résultats de l'étude vont donc à l'encontre de certaines perceptions selon lesquelles l'intensification de l'agriculture soit à l'origine du manque d'eau dans la rivière, opposé à une abondance d'eau dans le passé. En effet, celle-ci s'est accompagnée d'un reboisement qui a modéré la tendance à l'assèchement de l'utilisation de grande culture. Si les conditions ont été plus variables dans le passé, tout indique que l'étiage a été au moins aussi sévère au début du siècle.

Nous avons donc réfuté l'hypothèse principale et ses deux volets, tout en confirmant l'impact hydrologique de la qualité de l'eau. Pour la période étudiée, les fluctuations météorologiques ont des effets plus importants sur l'hydrologie à l'échelle du bassin que les changements d'utilisation du sol. Par contre, le couvert végétal du bassin joue un rôle d'amortissement des effets climatiques et il est nécessaire de tenir compte de ce rôle, parce que c'est le seul pour l'instant sur lequel il est possible d'avoir un certain contrôle.

BIBLIOGRAPHIE

- Abbott, M.B., *et al.*, 1986a, An introduction to the European Hydrological System – Système Hydrologique Européen, "SHE", 1 : History and philosophy of a physically-based, distributed modelling system, *Journal of Hydrology*, 87, 45-59.
- Abbott, M.B., *et al.*, 1986b, An introduction to the European Hydrological System – Système Hydrologique Européen, "SHE", 2 : Structure of a physically-based, distributed modelling system, *Journal of Hydrology*, 87, 61-77.
- Agriculture Canada, 1954, *Soil map of Stormont County, Ontario*, 1/63360, Ottawa, Land resource research institute, Research branch, Experimental Farms Service.
- Agriculture Canada, 1956, *Soil map of Glengarry County, Ontario*, 1/63360, Ottawa, Land resource research institute, Research branch, Experimental Farms Service.
- Akinremi, O.O., McGinn, S.M. and Barr, A.G., 1996, Simulation of soil moisture and other components of the hydrological cycle using a water budget approach, *Canadian Journal of Soil Science*, 76, 2, 133-142.
- Ambroise, B., 1999, Genèse des débits dans les petits bassins versants ruraux en milieu tempéré : 2 – Modélisation systémique et dynamique, *Revue des sciences de l'eau*, 12, 1, 123-153.
- APHA, AWWA and WPCF, 1995, *Standard methods for the examination of water and wastewater*, 19th ed., American Public Health Association, American Water Works Association and Water Pollution Control Federation, Washington D.C..
- Arnold, J.G *et al.*, 2000, *SWAT 99*, Temple, TX., USDA, ARS, Soil and Water Research Lab.
- Arnold, J.G. *et al.*, 1998, Large area hydrologic modeling and assessment, Part I. Model development, *Journal of American Water Resources Association*, 34, 73-89.
- Arnold, J.G., *et al.*, 1996, *SWAT: Soil and Water Assessment Tool*, Temple, TX., USDA, ARS, Soil and Water Research Lab. Voir aussi <http://www.brc.tamus.edu/swat/>
- Arnold, J.G. *et al.*, 1994, Large-scale hydrologic modeling and assessment, dans Marston R.A. and Hasfurther V.R. (eds.), *Effects of human-induced changes on hydrologic systems*, Proceeding of the American Water Resources Association 1994 Annual Summer Symposium, Jackson Hole, Wyoming, American Water Resources Association, 3-15.
- Auer, V., 1930, Peat bogs in Southeastern Canada, *Geological Survey of Canada Memoir*, 162, Ottawa, Department of Mines, Geological Survey of Canada.
- Azooz, R.H. and Arshad, M.A., 1996, Soil infiltration and hydraulic conductivity under long-term no-tillage and conventional tillage systems, *Canadian Journal of Soil Sciences*, 76, 143-152.

- Baird, A.J. and Gaffney, S.W., 1995, A partial explanation of the dependency of hydraulic conductivity on positive pore water pressure in peat soils, *Earth surface processes and landforms*, 20, 561-566.
- Bariou, R., Lecamus, D., et Le Henaff, F., 1985, *Dossiers de télédétection, Albédo et réflectance*, Centre régional de télédétection.
- Barnett, P.J., 1992, Quaternary Geology of Ontario, dans Thurston, P.C. et al., (eds.), *Geology of Ontario*, Ontario Geological Survey, Special Volume 4, Part 2, Chapter 21, Ministry of Northern Development and Mines, 1011-1088.
- Beven, K., 1985, Distributed models, dans Anderson M.G. and Burt T.P., *Hydrological Forecasting*, Chichester, Wiley, Chapter 13, p. 405-435.
- Beven, K.J. and Kirkby, M.J., 1979, A physically based, variable contributing area model of basin hydrology, *Hydrological Sciences Bulletin.*, 24,1, 43-69.
Voir aussi <http://www.es.lancs.ac.uk/hfdg/topmodel.html>
- Boelter, D.H., 1968, Important physical properties of peat materials, *Proceedings of the 3rd International Peat Congress, August 1968*, Québec, Energy, Mines and Resources and National Research Council, 150-154.
- Boelter, D.H., 1965, Hydraulic conductivity of peats, *Soil Science*, 100, 4, 227-231.
- Boer, G.J., Mcfarlane N.A. and LAZARE, M., 1992, Greenhouse Gas-induced Climate Change Simulated with the CCC Second-Generation General Circulation Model, *Journal of Climate*, 5,10, 1045-1077.
- Boon, P.J., Calow, P. and Petts, G.E. (eds.), 1992, *River conservation and management*, NY, Wiley.
- Bureau fédéral de la statistique, *Recensement du Canada, 1966, Agriculture, Ontario*.
- Bureau fédéral de la statistique, *Recensement du Canada, 1961, Agriculture, Ontario*.
- Bureau fédéral de la statistique, *Recensement du Canada, 1956, Agriculture, Ontario*.
- Bureau fédéral de la statistique, *Recensement du Canada, 1951, Agriculture, Ontario*.
- Bureau fédéral de la statistique, *Recensement du Canada, 1941, Agriculture, Ontario*.
- Bureau fédéral de la statistique, *Recensement du Canada, 1931*.
- Bureau fédéral de la statistique, *Recensement du Canada, 1921*.
- Bureau fédéral de la statistique, *Recensement du Canada, 1911*.
- Bureau fédéral de la statistique, *Recensement du Canada, 1901*.
- Bureau fédéral de la statistique, *Recensement du Canada, 1890-91*.

- Bureau fédéral de la statistique, 1883, *Recensement du Canada, 1881*.
- Bureau fédéral de la statistique, *Recensement du Canada, 1860-61*.
- Bureau fédéral de la statistique, 1851-52, *Recensement personnel*.
- Bureau fédéral de la statistique, *Produits de l'agriculture, moulins, manufactures, maisons, écoles, édifices publiques, maisons de culte, etc., 1851-52*.
- Buttle, J.M. et al., 2000, *Advances in Canadian Forest Hydrology, 1995-1998, Hydrological Processes*, 14, 1551-1578.
- Calder, I., 1992, Hydrologic effects of land-use change, dans Maidment, D.R. (ed.), *Handbook of Hydrology*, McGraw-Hill, Chapter 13, 13-1 – 13- 50.
- Campbell, G.S., 1974, A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data, *Soil Science*, 117, 311-314.
- Census Of Upper Canada, 1824, 1825, 1826, 1827, 1828, 1829, 1830, 1831, 1832, 1833, 1834, 1835, 1836, 1837, 1838, 1839, 1840, 1841, 1842, 1848.
- Cey, E.E., 1998, Quantifying groundwater discharge to a small perennial stream in southern Ontario, Canada, *Journal of Hydrology*, 210, 21-37.
- Chang, J.-H., 1968, *Climate and agriculture. An ecological survey*, Chicago, Aldine Publishing Company.
- Changnon, S.A. and Demissie, M., 1996, Detection of changes in streamflow and floods resulting from climate fluctuations and land-use drainage changes, *Climatic Change*, 32, 411-421.
- Chapman, L.J. and Putnam, D.F., 1984, *The Physiography of Southern Ontario*, 3rd Ed., Ontario Geological Survey, Special volume 2.
- Chason, D.B. and Siegel, D.I., 1986, Hydraulic conductivity and related physical properties of peat, Lost River Peatland, Northern Minnesota, *Soil Science*, 142, 2, 91-99.
- Chow, V.T., 1964, *Handbook of applied hydrology. A compendium of water-resources technology*, NY, McGraw – Hill.
- Clapp, R.B. and Hornberger, G.M., 1978, Empirical equations for some hydraulic properties, *Water Resources Research*, 14, 4, 601-604.
- Department of Mines and Technical Surveys, 1960-64a, *Canada Land use map, Cornwall 31 G2, Ontario, Québec, New York, 1/50000*, Ottawa, Land Use Series.
- Department of Mines and Technical Surveys, 1960-64b, *Canada Land use map, Wincester 31 G3, Ontario, Québec, New York, 1/50000*, Ottawa, Land Use Series.

- Digney, J.E. and Gillies, J.A., 1995, Artificial recharge in Saskatchewan : Current developments, *Water Resources Bulletin*, 31, 1, 33-42.
- Dingman, S.L., 1994, *Physical Hydrology*, NY, Maxwell Macmillan International.
- Dionex Corporation, 1994, *AS40 automated sampler operator's manual*, Sunnyvale, California.
- Dooge, J.C.I., 1992, Hydrologic models and climate change, *Journal of Geophysical Research*, 97,D3, 2677-2686.
- Dooge, J.C.I., 1975, The water balance of bogs and fens, dans *Hydrology of Marsh-Ridden Areas, Proceedings of the Minsk Symposium, 1972*, Paris, UNESCO Press-IAHS, p. 233-272.
- Dunlop, A.L., 1983, Aux Raisins River once busy in early days of Glengarry dans Williamstown Bi-Centennial Research Committee, *Two hundred years of sharing : a bi-centennial sketch of Williamstown, Ontario, 1784-1984*, Williamstown, Ontario, Williamstown Bi-Centennial Research Committee, 26-27.
- Energy, Mines and Resources, 1983, *Huntingdon, 31G/1, Topographic Map, 1/50000, 8th ed.*
- Energy, Mines and Resources, 1982, *Cornwall, 31G/2 & 31B/15, Topographic Map, 1/50000, 6th ed.*
- Energy, Mines and Resources, 1982, *Winchester, 31G/3, Topographic Map, 1/50000, 5th ed.*
- Energy, Mines and Resources, 1961, *Cornwall surficial geology, Map 1175A. 1/63360, Ottawa.*
- Engman, E.T. and Gurney, R.J., 1991, *Remote sensing in Hydrology*, London, Chapman and Hall.
- Environment Canada, 1998a, *HYDAT CD-Rom, Hydrological Database.*
- Environment Canada, 1998b, *Canadian Climate Meteorological Database CD-Rom.*
- Environment Canada, 1991, *Climatic normals of Canada, 1961-1990, Ontario, Ottawa, Atmospheric Environmental Services.*
- Environment Canada, 1987, *Water quality guidelines for Canada, Canadian Ministers of Environment Council, Ottawa.*
- Environment Canada, 1981, *Climatic normals of Canada, 1951-1980, Ontario, Ottawa, Atmospheric Environmental Services.*
- Farvolden, R.N., 1963, Geologic controls on groundwater storage and baseflow, *Journal of Hydrology*, 1, 219-249.

- Feddes, R. and Kalma, J., 1998, Introduction to Special Issue on Monitoring and modelling of soil moisture: integration over time and space, *Hydrological sciences journal*, Special issue, IAHS – ICASVR, 43,4, 505-510.
- Fortin, J.P., 2000. Communication personnelle.
- Fortin, J.P., 1999. Communication personnelle.
- Fortin, J.P. et al., 2000, Extrait du rapport : Simulations de crues maximales probables et prévisions des apports sur le bassin de la rivière Mitis par le modèle HYDROTEL, Rapport d'étape, *Rapport de recherche no R-551-s1*, Québec, Institut national de recherche scientifique, INRS-Eau.
- Fortin, J.P. et al., 1995, HYDROTEL, un modèle hydrologique distribué pouvant bénéficier des données fournies par la télédétection et les SIG, *Revue des sciences de l'eau*, 8, 97-124.
- Fread, D.L., 1992, Flow routing, dans Maidment, D.R. (ed), *Handbook of hydrology*, McGraw-Hill, Chapter 10, 10-1 – 10-36.
- Fritsch, J.-M., 1995, Occupation des sols et régimes hydrologiques : les enseignements de bassins versants guyanais, *Annales de géographie*, vol. 581-582, p. 26-63.
- Gilman, K., 1994, *Hydrology and wetland conservation*, Chichester , Wiley.
- Giraud, F. et al., 1997, Hydrologic modeling of a complex wetland, *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 123, 5, 344-353.
- Gleick, P.H., 1986, Method for evaluating the regional hydrologic impacts of global climatic changes, *Journal of Hydrology*, 88, 97-116.
- Gonot, B., 1999, L'incidence des prélèvements ripicoles sur le débit des cours d'eau du bassin de la Midouze (Aquitaine occidentale), *Annales de Géographie*, 606, 191-197.
- Gray, D.M., (dir.), 1972, *Manuel des principes d'hydrologie*, Comité national canadien de la décennie hydrologique internationale.
- Groupe de travail sur la stratification écologique, 1995, Cadre écologique national pour le Canada. Agriculture et Agroalimentaire Canada, Direction générale de la recherche, Centre de recherches sur les terres et les ressources biologiques, et Environnement Canada, Direction générale de l'état de l'environnement, Direction de l'analyse des écozones, Ottawa / Hull. Rapport et carte nationale 1/7 500 000.
- Hall, F.R., 1968, Baseflow recessions - a review, *Water Resources Research*, 4, 5, 973-983.
- Harper, D., 1992, *Eutrophication of freshwaters*, Chapman and Hall.

- Harkness, J.G., 1946, *Stormont, Dundas and Glengarry: A history, 1784-1945*, Mundy-Goodfellow Printing Co. Ltd..
- Henderson-Sellers, A. and Pitman, A.J., 1992, Land-surface schemes for future climate models: specification, aggregation, and heterogeneity, *Journal of Geophysical Research*, 97 (D3), 2687-2696.
- Hetherington, E.D. ,1987, The importance of forests in the hydrological regime, dans Healey, M.C. and Wallace, R.R. (ed.), *Canadian aquatic resources, Canadian Bulletin of Fisheries and Aquatic Sciences*, 215, Department of Fisheries and Oceans.
- Hewlett, J.D. and Hibbert, A.R., 1963, Moisture and energy conditions within a sloping soil mass during drainage, *Journal of Geophysical Research*, 68, 1081-1087.
- Hibbert, A.R., 1967, Forest treatment effects on water yield, dans Sopper, W.E. and Lull, H.W. (eds.), *Forest hydrology*, Pergamon, 527-543.
- Hill, A.R., 1976, The environmental impacts of agricultural land drainage, *Journal of Environmental Management*, 4, 251.
- Hoag, R.S. and Price, J.S., 1995, A field-scale, natural gradient solute transport experiment in peat at a Newfoundland blanket bog, *Journal of Hydrology*, 172, 171-184.
- Hornbeck, J.W., 1973. Stormflow hardwood forested and cleared watersheds in New Hampshire, *Water Resources Research*, 9, 2, 346-354.
- Hornbeck, J.W., Pierce, R.S. and Federer, C.A., 1970, Streamflow changes after forest clearing in New England, *Water Resources Research*, 6, 1124-1132.
- Hornbeck, J.W. and Pierce, R.S., 1970, Changes in snowmelt runoff after forest clearing on a New England watershed, *Eastern Snow Conference Proceedings* , 104-112.
- Hydrolab Corporation, 1994, *Hydrolab® multiparameter water quality monitoring instruments – operating manual*, Austin, Texas.
- Idike, F.I., Larson, C.L. and Slack, D.C., 1982, Modeling soil moisture and effects of basin tillage, *Transactions of the ASAE*, 25, 1262-1267.
- INRS-Eau, HYDROTEL User's Manual, V. 2.1, Institut national de recherche scientifique-Eau.
- Irwin, R.W., 1968, Soil water characteristics of some Ontario peats, *Proceedings of the 3rd International Peat Congress Quebec*, Energy, Mines and Resources and National Research Council.
- Irwin, R.W. and Whiteley, H.R., 1983, Effect of land drainage on streamflow, *Canadian Water Resources Journal*, 8, 88-102.

- Jeffrey, W.W., 1973, Hydrology of land use, *In Handbook on the Principles of Hydrology*, D.M. Gray, ed., Water Information Center, p.13.1-13.57.
- Jenkins, A., Ferrier, R. and Waters, D., 1993, Melt water chemistry and its impact on stream water quality. *Hydrological Processes*, 7, 193-203.
- Jessa, S., 1995, Crops wilting from heat, *Standard Freeholder*, Cornwall, Ontario, June 29, 1995.
- Jenich-Clausen, T., 1979, A short description of SHE - Système hydrologique européen, SHE Report No. 1.
- Keddy, C., 1994, *Forest history of eastern Ontario*. Information report No. 1. Eastern Ontario model forest. Kemptville, Ontario.
- Kirby, C., Newson, M.D. and Gilman, K., (eds.), 1991, 'Plynlimon research: the first two decades' *Institute of Hydrology Report No. 109*, Institute of Hydrology.
- Kimble, J. and Lal, R., 1999, Watershed management for mitigating the greenhouse effect, p. 367-377, dans : Lal, R. (ed.), *Integrated watershed management in the global ecosystem*, CRC Press.
- Kite, G., 1997, *Manual for SLURP hydrological model V. 11*, National hydrology research Institute, Oct.1997. See also http://www.pik-potsdam.de/~uhaber/slrp_abs.htm.
- Konyha, K.D., Skaggs, R.W. and Gilliam, J.W., 1992, Effects of drainage and water management practices on hydrology, *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 118, 807.
- Konyha, K.D., Robbins, K.D.D. and Skaggs R.W., 1988, Evaluating peat-mining hydrology using DRAINMOD, *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 114, 3, 490-504.
- Kouwen, N. and Soulis, E.D., 1990, WATFLOOD - A fully integrated data management system for flood forecasting, *Proceedings Flood Plain Management Conference*, Toronto, March, 1990.
Voir aussi <http://sunburn.uwaterloo.ca/Watflood/index.html>
- Kunkle, G.K., 1962, The baseflow-duration curve, a technique for the study of groundwater discharge from a drainage basin, *Journal of Geophysical Research*, 67, 4, 1543-1554.
- Lambert, R., 1996, *La géographie du cycle de l'eau*. Collection AMPHI 7, Presses Universitaires du Mirail, Toulouse.
- Lesaffre, B. and Zimmer, D., 1988, Subsurface drainage peak flows in shallow soil, *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 114, 3, 387-406.
- Letts, M.G., Roulet, N.T. and Comer, N.T., 2000, Parametrization of peatland hydraulic properties for the Canadian Land Surface Scheme, *Atmosphere-Ocean*, 38, 1, 141-160.

- Leverin, H.A., 1946, *Peat moss deposits in Canada*, no. 817, Mines and geology branch, Department of mines and resources, Canada.
- Lewis, J.E., 1989, Climatic change and its effects on water resources in Canada, *Canadian Water Resources Journal*, 14, 1, 34-55.
- Likens, G.E. et al., 1977, *Biogeochemistry of a forested ecosystem*, Springer-Verlag.
- Linacre, E.T., 1977, A simple formula for estimating evaporation rates in various climates, using temperature data alone, *Agricultural Meteorology*, 29, 1-20.
- Linsley, R.K., Kohler, M.A. and Paulhus, J.L.H., 1988, *Hydrology for engineers*, NY, McGraw-Hill.
- Loaiciga, H.A. et al., 1996, Global warming and the hydrological cycle, *Journal of Hydrology*, 174, 83-127.
- Logan, T.J., 1995. Water quality, p. 311-336. In *Environmental Hydrology*, A.D. Ward and W.J., Elliot, eds., Lewis.
- Ma, L. and Spalding, R.F., 1997, Effects of artificial recharge on ground water quality and aquifer storage recovery, *Journal of the American Water Resources Association*, 33, 3, 561-572.
- Macklin, M.G. and Lewin, J., 1993, Holocene river alluviation in Britain, dans Douglas, I. and Hagedorn, J. (eds.), *Zeitschrift fur Geomorphologie*, No. suppl 88, 109-122.
- Maidment, D.R. (ed.), 1992, *Handbook of hydrology*, McGraw-Hill.
- Magnuson, J.J., et al., 1997, Potential Effects of Climate Changes on Aquatic Systems: Laurentian Great Lakes and Precambrian Shield Region, *Hydrological Processes*, 11, 8, 825-871.
- Mahrt, L. and Pan, H., 1984, A two-layer model of soil hydrology, *Boundary-Layer Meteorology*, 29, 1-20.
- Marin, C. and Marin F., 1982, *Stormont, Dundas and Glengarry, 1945-1978*, Belleville, Ontario, Mika Publishing Company.
- Marston, R.A. and Hasfurther, V.R. (eds.), 1994, Effects of human-induced changes on hydrologic systems, *Proceedings of the Annual Summer Symposium of AWRA*, Wyoming, US, AWRA Tech. Pub. Series.
- Matthews, B.C. and Richards, N.R., 1954, *Soil survey of Stormont county*, Ontario agricultural college, Guelph experimental farms service, Dominion department of Agriculture and the Ontario agricultural College, Report No. 20 of the Ontario Soil survey.
- Matthews, B.C., Richards, N.R. and Wicklund, R.E., 1957, *Soil survey of Glengarry county*, Experimental farms service, Canada department of Agriculture and the

Ontario agricultural College, Ontario department of agriculture, Report No. 24 of the Ontario Soil survey.

- Mattikalli, N.M. *et al.*, 1996, Prediction of river discharge and surface water quality using an integrated GIS approach, *International Journal of Remote Sensing*, 17, 4, 683-701.
- Metcalf, R.A. and Buttle, J.M., 1999, Semi-distributed water balance dynamics in a small boreal forest basin, *Journal of Hydrology*, 226, 66-87.
- Meyer, W.B. and Turner II B.L. (eds.), 1994, *Changes in land use and land cover: A global perspective*, cahier 96-99, Cambridge University Press.
- Miller, J.R. and Russell, G.L., 1992, The impact of global warming on river runoff, *Journal of Geophysical Research*, 97 (D3), 2757-2764.
- Monteith, J.L., 1973, *Principles of environmental physics*, Contemporary biology Series Edward Arnold.
- Morel-Seytoux, H.J. (ed.), 1989, *Unsaturated Flow in Hydrologic Modeling – Theory and Practice*, NATO ASI Series C: mathematical and physical sciences, Kluwer Academic Publisher, vol. 275.
- Morin, J., Boudreau, P et Leclerc, M., 1994, *Lac Saint-François : Les bases de la modélisation hydrodynamique*, Cahier de recherche 1, Ottawa, Institut de recherche sur l'environnement et l'économie, Université d'Ottawa.
- Mortimer, C.H., 1941, The exchange of dissolved substances between mud and water in lakes, *I.J. Ecol.*, 29, 280-329.
- McFarlane, N.A., *et al.*, 1992, The Canadian Climate Centre Second-Generation General Circulation Model and Its Equilibrium Climate. *Journal of Climate*, 5, 10, 1013-1044.
- McNeill, J. *et al.*, 1994, Toward a topology and regionalization of land-cover and land-use change : Report of working group B., dans Meyer, W.B. and Turner II, B.L. (eds.), *Changes in land use and land cover: A global perspective*, cahier 96-99, Cambridge University Press.
- Needham, R.D., 1995, *Agriculture – Environment Farm Calendars*, Research Note No. 10, Agricultural Case Study Team, St. Lawrence River Ecosystem Recovery Project.
- Newbury, R.W., Cherry, J.A. and Cox, R.A., 1969, Groundwater-streamflow systems in Wilson Creek experimental watershed, Manitoba, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 6, 613-623.
- Newson, M.D., 1997, *Land, water, and development : sustainable management of river basin systems*, Routledge natural environment – problems and management series, London, NY, Routledge.

- Ontario Department of Energy and Resources Management, 1966, *Raisin River conservation report*. Raisin River Conservation Authority, Toronto, Conservation Authorities Branch.**
- Ontario Ministry of Agriculture and Food, 1978-1980a, Agricultural Land Use Systems *Glengarry county, Kenyon Township (11-02), 1/50000, FARINEO : The Forestry Agricultural Resource Inventory in Ontario; New Forests in E. Ontario Program, funded by Federal Department of Regional Expansion, Ontario Ministry of Treasury and Economics (Community and Rural Resource Development Subsidiary Agreement).***
- Ontario Ministry of Agriculture and Food, 1978-1980b, Agricultural Land Use Systems *Glengarry county, Charlottenburgh Township (11-01), 1/50000, FARINEO : The Forestry Agricultural Resource Inventory in Ontario; New Forests in E. Ontario Program, funded by Federal Department of Regional Expansion, Ontario Ministry of Treasury and Economics (Community and Rural Resource Development Subsidiary Agreement).***
- Ontario Ministry of Agriculture and Food, 1978-1980c, Agricultural Land Use Systems *Map of Stormont county, Roxborough Township (44-04), 1/50000, FARINEO : The Forestry Agricultural Resource Inventory in Ontario; New Forests in E. Ontario Program, funded by Federal Department of Regional Expansion, Ontario Ministry of Treasury and Economics (Community and Rural Resource Development Subsidiary Agreement).***
- Ontario Ministry of Agriculture and Food, 1978-1980d, Agricultural Land Use Systems *Map of Stormont county, Cornwall Township (44-01), 1/50000, FARINEO : The Forestry Agricultural Resource Inventory in Ontario; New Forests in E. Ontario Program, funded by Federal Department of Regional Expansion, Ontario Ministry of Treasury and Economics (Community and Rural Resource Development Subsidiary Agreement).***
- Ontario Ministry of Agriculture and Food, 1978-1980e, Agricultural Land Use Systems *Map of Stormont county, Osnabruck Township (44-03), 1/50000, FARINEO : The Forestry Agricultural Resource Inventory in Ontario; New Forests in E. Ontario Program, funded by Federal Department of Regional Expansion, Ontario Ministry of Treasury and Economics (Community and Rural Resource Development Subsidiary Agreement).***
- Ontario Ministry of Environment and Energy, 1995, *Water management program, provincial network, water quality monitoring, SE region*, Kingston.**
- Ontario Ministry of Environment and Energy, 1994, *Policies, guidelines, provincial water quality objectives*, Water management.**
- Ontario Ministry of Environment and Energy, 1992, *Raisin River water quality data, 1964-1992*, Sample Information System.**
- Ontario Ministry of Environment, 1989, *Water Wells and Groundwater Supplies in Ontario*.**

- Ontario Ministry of Natural Resources, 1983, *Land use guidelines – Cornwall District.***
- Owen, E.B., 1951, Pleistocene and recent deposits of the Cornwall-Cardinal area, Stormont, Dundas and Grenville counties, Ontario. Report and Map, Department of Mines and Technical Surveys, *Geological Survey of Canada Paper*, 51-12.**
- Patoine, M. et Fortin, J.-P., 1992, Ajustement d'un modèle informatisé de gestion de l'irrigation, *Canadian Agricultural Engineering Journal*, 34, 4, 305-317.**
- Pearce, F., 1999, Tree theory is cut down, *Water news*, June.**
- Pereira, H.C., 1973, *Land use and water resources in temperate and tropical climates*, London, Cambridge University Press.**
- Petts G.E. et Amoros C., 1993, Le concept d'hydrosystème appliqué à la gestion écologique des fleuves, dans Amoros C. et G.E. Petts (dir.), *Hydrosystèmes fluviaux*, Paris, Masson, Chapitre. 12, 257-274.**
- Petts, G.E., 1990, The role of ecotones in aquatic landscape management, dans Naiman R.J. et Décamps, H. (eds.), *The ecology and management of aquatic-terrestrial ecotones*, Man and the biosphere series Vol 4, UNESCO and The Parthenon Publishing Group.**
- Pierce, R.S., et al., 1970, Effects of elimination of vegetation on streamwater quantity and quality, *Proceeding of IASH Symposium on Results of Research on Representative and Experimental Basins*, Wellington, N.Z., IASH-UNESCO.**
- Pietroniro, A. and Leconte R., 2000, A review of Canadian remote sensing applications in hydrology, 1995-1999, *Special Issue , CGU - Hydrology Section Report on Canadian Advances, 1994-1999, Hydrological Processes*, 14, 9, 1641-1666.**
- Pilon, R., 1995, Communication personnelle, Société de conservation de la nature de la Rivière Raisin.**
- Ponce, V.M. and Lindquist, D.S., 1990, Management of baseflow augmentation: a review, *Water Research Bulletin*, 26, 2, 259-268.**
- Porter, S., 1996, Groundwater/surface water interaction in the Raisin River watershed, near Cornwall, Ontario. *IREE Research Working Paper No. 22*. Institute for Research on Environment and Economy, University of Ottawa.**
- Price, J.S. and Waddington, J. M., 2000, Advances in Canadian wetland hydrology an biogeochemistry, *Special Issue , CGU - Hydrology Section Report on Canadian Advances, 1994-1999, Hydrological Processes*, 14, 9, 1579-1589.**
- Quinn, P.F. and Beven, K.J., 1993, Spatial and temporal predictions of soil moisture dynamics, runoff, variable source areas and evapotranspiration for Plynlimon, Mid-Wales, *Hydrological Processes*, 7, 425-448.**
- Rawls, W.J. et al., 1982, Estimation of soil water properties, *Transactions of the ASAE*, 25, 1316-1320.**

- Refsgaard, J.C., 1997, Parametrisation, calibration and validation of distributed hydrological models, *Journal of Hydrology*, 198, 69-97.
- Riley, J.P., Israelsen, E.K. and Eggleston, K.O., 1972, Some approaches to snowmelt prediction. Actes du Colloque de Banff sur le rôle de la neige et de la glace en hydrologie, UNESCO-OMM-AISH, *Association internationale des sciences hydrologiques*, 2, 107, 956-971.
- Rind, D. *et al.*, 1992, Modelling the hydrological cycle in assessments of climate change, *Nature*, 358, 119-122.
- Rind, D. and Lebedeff, S., 1984, *Potential climatic impacts of increasing atmospheric CO₂ with emphasis on water availability and hydrology in the United States*, Report prepared for the Environmental Protection Agency, NASA Goddard Space Flight Center Institute for Space Studies, NY.
- Robinson, M. *et al.*, 1991, A comparison of the hydrology of moorland under natural conditions, agricultural use and forestry, *Hydrological Sciences Journal*, 36, 6, 565-577.
- Robinson, M.D., 1990, *Impact of improved land drainage on river flows*, Institute of hydrology report, 113, Wallingford, U.K..
- Robinson, M., 1986, Changes in catchment runoff following drainage and afforestation, *Journal of Hydrology*, 86, 71-84.
- Rosenthal, W.D., Srinivasan, R. and Arnold, J.G., 1995, Alternative river management using a linked GIS-Hydrology model, *Transactions of the ASAE*, 38, 3, 783-790.
- Roulet, N.(ed.), 1990, Focus : Aspects of the physical geography of wetlands, *Le géographe canadien*, 34, 1, 79-88.
- Saameli, R., 1995, *Étude de sensibilité du modèle hydrologique HYDROTEL et analyse comparative des composantes de divers modèles hydrologiques en vue de leur implantation dans GIBSI*, Rapport de recherche, 3^e cycle en hydrologie, HYDRAM – DGR, École polytechnique fédérale de Lausanne.
- Sangal, B.P., 1984, Baseflow characteristics of Ontario Streams, Inland water directorate, *National Hydrology Research Institute Paper 22, IWD Technical Bulletin 132*, Environment Canada.
- Schindler, D.W. *et al.*, 1996, The effects of climate warming on the properties of boreal lakes and streams at the Experimental Lakes Area, northwestern Ontario, *Limnology & Oceanography*, 41, 5, 1004-1017.
- Seyfried, M.S. and Wilcox, B.P., 1995, Scale and the nature of spatial variability: Field examples having implications for hydrologic modeling, *Water Resources Research*, 31, 1, 173-184.

- Singh, K.P., 1968, Some factors affecting baseflow, *Water Resources Research*, 4, 5, 985-999.
- Skaggs, R.W., Brevé, M.A. and Gilliam, J.W., 1994, Hydrological and water quality impacts of agricultural drainage. *Critical Reviews in Environmental Science and Technology*, 24, 1-32.
- Skaggs, R.W. et al., 1980, *DRAINMOD Reference Report – Methods for design and evaluation of drainage-water management systems for soils with high water tables*, Texas, USDA SCS, South National Technical Center.
- Slaymaker, O., 2000, Research developments in the hydrological sciences in Canada (1995-1998): surface water – quantity, quality and ecology, *Hydrological Processes*, 14, 1539-1550.
- Snell, E.A., 1987, *Wetland distribution and conversion in Southern Ontario*, Working Paper 48, Inland waters and lands directorate, Environment Canada.
- Sopper, W.E. and Lull, H.W., 1967, *Forest Hydrology*, Proceedings of a National Science Foundation Advanced Science Seminar, Pennsylvania State University, 1965, Pergamon Press.
- Srinivasan, R. and Arnold, J.G., 1993, Basin scale water quality modeling using GIS, dans Heawole, C.D. (ed.), *Application of advanced information technologies: Effective management of natural resources*, June 1993, Skopane, WA.
- Statistique Canada, 1997, *Aperçu historique de l'agriculture canadienne, 1921-1996*.
- Statistique Canada, *Recensement du Canada, Agriculture, Ontario, 1996*.
- Statistique Canada, *Recensement du Canada, Agriculture, Ontario, 1991*.
- Statistique Canada, *Recensement du Canada, Agriculture, Ontario, 1986*.
- Statistique Canada, *Recensement du Canada, Agriculture, Ontario, 1981*.
- Statistique Canada, *Recensement du Canada, Agriculture, Ontario, 1976*.
- Statistique Canada, *Recensement du Canada, Agriculture, Ontario, 1971*.
- Strahler, A.N., 1952, Dynamic basis of geomorphology, *Bulletin of the Geological Society of America*, 63, 923-938.
- St. Andrew's Historical Society Bicentennial Committee, 1984, *Heritage highlights of Cornwall township*, Cornwall, Ontario, Minuteman Press.
- Tallaksen, L., Clausen, B. and Madsen, H., 1997, On the definition and modelling of streamflow drought duration and deficit volume, *Hydrological Sciences Journal*, 42, 1, 15-53.

- Tallaksen, L.M., 1995, A review of baseflow recession analysis, *Journal of Hydrology*, 165, 349-370.
- Tchobanoglous G. and Schroeder, E. D., 1985, *Water quality*. Addison-Wesley, Reading, Mass..
- Terasmae, J., 1965, Surficial geology of the Cornwall and St. Lawrence seaway project areas, Ontario. *Geological Survey of Canada Bulletin* 121, Ottawa, Geological Survey of Canada, Department of Mines and Technical Surveys.
- Thermo Jarrell Ash Corporation, 1988, *Atomscan™ 25 spectrometer operator manual*, Franklin, Mass..
- Tim, U.S., Jolly, R. and Liao, H.-H., 1995, Impact of landscape feature and feature placement on agricultural non-point source pollution control, *Journal of Water Resources Planning and Management ASCE*, 121, 6, 463-470.
- Thornthwaite, C.W., 1948, An approach toward a rational classification of climate, *Geophysical Revue*, 38, 1, 55-94.
- Todd, D.K., 1980, *Groundwater hydrology*, NY, Wiley.
- Turcotte R. *et al.*, 2001, Determination of the drainage structure of a watershed using a digital elevation model and a digital river and lake network, *Journal of Hydrology*, 240, 3-4, 225-242.
- United States Department of Agriculture, 1961, *A universal equation for predicting rainfall-erosion losses*, Agricultural Research Service, USDA-ARS Spec. Report 22-26.
- United States Department of Agriculture, 1972, *National Engineering Handbook*, Soil Conservation Service, Wash. DC, US Government Printing Office.
- Van Loon, J.C., 1982, *Chemical analysis of inorganic constituents of water*, CRC Press, Boca Raton, Fla..
- Verseguy, D.L., 2000, The Canadian Land Surface Scheme (CLASS) : Its History and Future, *Atmosphere-Ocean*, 38, 1, 1-13.
- Vollenweider, R.A., 1968, *Scientific fundamentals of the eutrophication of lakes and flowing waters, with particular reference to nitrogen and phosphorus as factors in eutrophication*, Organization for Economic Co-operation and Development (OECD) report, DAS / CSI / 68.27, Paris.
- Watelet A. and Johnson, P.G., 1999, Hydrology and Water Quality of the Raisin River: Overview of Impacts of Recent Land and Channel Changes in Eastern Ontario. *Water Quality Research Journal of Canada*, 34, 3, 361-390.
- Watson, D.J., 1947, Comparative physiological studies on the growth of field crops, *Annals of Botany*, 11, 41-76 .

- Webster, J.R. et al., 1992, Catchment disturbance and stream response: an overview of stream research at Coweeta Hydrologic Laboratory, dans Boon, P.J., Calow, P. and Petts, G.E. (eds.), *River conservation and management*, NY, Wiley, 231-253**
- Wilby, R. et Gibert, J., 1993, Dynamiques hydrologiques et hydrochimiques, dans Amoros, C. et Petts, G.E. (dir.), *Hydrosystèmes fluviaux*, Collection d'écologie No. 24, Paris, Masson, 43-59.**
- Williams, D.A., 1991, Paleozoic geology of the Ottawa-St. Lawrence Lowlands. Southern Ontario. Ontario Geological Survey, *Open File Report 5770*, Ontario Ministry of Northern Development and Mines.**
- Wilson, A.E., 1946, Geology of the Ottawa-St. Lawrence Lowlands, Ontario and Québec. Memoir 241. Geological Survey of Canada, Ottawa, Department of Mines and Technical Surveys.**
- Wilson, M.F. and Henderson-Sellers, A., 1985, *A global archive of land cover and soils data for use in general circulation climate models*, 5, 119-143.**
- Wise, S., 2000, Assessing the quality for hydrological applications of digital elevation models derived from contours, *Hydrological Processes*, 14, (11-12), 1909-1929.**

1. CHOIX DES SOUS-MODÈLES

Hydrotel comprend plusieurs sous-modèles pour réaliser la simulation du bilan hydrique, avec un choix de sous-modèles pour représenter un même processus. Le tableau 22 présente les sous-modèles retenus.

Tableau 22. Sous-modèles choisis

1. Interpolation des données météorologiques par la moyenne pondérée des 3 stations les plus proches
2. Évolution et fonte du couvert nival par la méthode des degrés/jour modifiée ³⁸ , soit un modèle de fonte de neige basé sur le bilan énergétique
3. Évapotranspiration selon l'équation de Linacre
4. Bilan vertical selon le sous-modèle BV3C (Bilan Vertical 3 Couches)
5. Écoulement sur la partie terrestre du bassin par l'onde cinématique
6. Écoulement dans le réseau hydrographique par l'onde cinématique

2. DESCRIPTION DES SOUS-MODÈLES CHOISIS

2.1 Interpolation des données météorologiques par la méthode de la moyenne pondérée des 3 stations les plus proches

Ce modèle sert à interpoler spatialement les précipitations et les températures. Il détermine combien de précipitations tombent sur chaque sous-bassin. Il détermine aussi les températures minimales et maximales de l'air de chaque sous-bassin lors de cet événement, donc aussi l'état de ces précipitations (solide ou liquide). Des études préliminaires montrent qu'il se compare avantageusement à la méthode des polygones de Thiessen, qui est l'alternative.

³⁸ La méthode est dite « modifiée » parce que le rayonnement, nécessaire à la méthode des degrés/jour, est dérivé des données de température et de durée de jour.

2.2 Simulation du couvert de neige et fonte

La simulation de la fonte du stock de neige au sol est basée sur la méthode des degrés-jour pour l'apport énergétique au stock de neige et sur un bilan énergétique pour le reste des processus d'évolution et de fonte.

2.2.1 TRANSFORMATION DE LA PLUIE EN NEIGE

Un seuil de température de fonte, T_s , est choisi proche de 0°C .

Toute précipitation est considérée solide si la température maximale de l'air $T_x \leq T_s$.

Si $T_x \geq T_s$, alors la fraction W considérée comme de la pluie est calculée par la formule :

La fraction de pluie est $W = (T_x - T_s) / (T_x - T_n)$, où T_n est la température minimale.

La fraction de neige est $1 - W$

Par exemple, si la moyenne des températures minimale et maximale est 0°C , alors la moitié des précipitations tombent sous forme de neige, et l'autre moitié sous forme de pluie.

2.2.2 SIMULATION DES CHANGEMENTS ET DE LA FONTE DU COUVERT NIVAL

Ce module est fondé sur la méthode des degrés-jour modifiée.

La fonte M_s à l'interface air-neige s'inspire de l'équation de Riley et al. (1972) :

$$M_s = C_f * R_s / R_h * (T_a - T_s) * (1 - A) + 0.0125 * R * T_a$$

On retrouve dans l'équation :

- C_f , un facteur de fonte dépendant de l'occupation du sol ($\text{mm } ^\circ\text{C}^{-1} \text{ jour}^{-1}$)
- R_s / R_h , le rapport (indice de radiation pour surface en pente / un indice de radiation pour surface horizontale)
- la différence entre la température de l'air (T_a) et celle du seuil (T_s) de fonte ($^\circ\text{C}$)
- A est l'albédo de la neige
- R est la hauteur de la pluie (mm)

On assume une fonte lente et constante à l'interface neige – sol.

Les variations quotidiennes de profondeur de neige, d'équivalent en eau et de densité résultant des précipitations et de la fonte sont simulées, ainsi que l'affaissement du banc de neige dont on tient compte pour le calcul de la profondeur de neige et la quantité d'eau liquide dans le banc.

Dans ce module, on ne peut considérer que 3 classes d'occupation du sol :

1. Classe de feuillus
2. Classe de conifères
3. Classe non forestière (incluant toutes les autres classes)

Comme le bassin de la rivière Raisin se trouve en région de forêt mixte, nous ne considérons que deux classes : forestier et ouvert.

2.2.3 LES PARAMÈTRES DU MODÈLE

1. Taux de fonte neige-sol (mm/jour)

Une valeur de 0.5 mm/jour est suggérée par Riley et al. (1972).

2. Densité maximale du couvert nival (kg/m³)

La neige a habituellement en fin de saison, une densité de 450 à 600 kg/m³

3. Constante de tassement (sans unité)

Cette constante est appliquée à la différence entre la profondeur réelle de la neige à la densité ρ_t correspondant à un équivalent en eau particulier, et la profondeur de la neige telle qu'observée à la densité maximale (2, ci-dessus).

4. Les facteurs de fonte (neige-air) des 3 classes d'occupation du sol (mm/jour/°C)

- Conifères (en moyenne 2 mm/jour/°C)
- Feuillus (en moyenne 3 mm/jour/°C)
- Non forestier (en moyenne 5 mm/jour/°C)

5. Température seuil (T_{th}) pour la fonte par classe d'occupation du sol (°C)

Selon Riley et al. (1972), cette valeur est de 0 °C pour chaque classe.

2.3 L'évapotranspiration

2.3.1 ÉVAPOTRANSPIRATION POTENTIELLE (ETP)

ETP est calculée pour chaque sous-bassin à partir de l'interpolation des données

météorologiques.

HYDROTEL offre 5 formules différentes pour le calcul de l'évapotranspiration. Nous avons choisi d'utiliser l'équation de Linacre. Cependant, on retrouve ci-dessous pour référence, les expressions des autres formules.

2.3.1.1 L'équation de Penman-Monteith

$$E = 1 / \lambda [(\Delta A + \rho_a c_p D / r_s) / (\Delta + \gamma (1 + r_s / r_a))] \quad \text{mm.j}^{-1}$$

λ est la chaleur latente d'évaporation (MJ.kg⁻¹)

Δ est la pente de la courbe de température – pression de saturation à la température de l'air T

A est l'énergie disponible (chaleur latente et chaleur sensible)

ρ_a est la densité de l'air

c_p est la chaleur spécifique de l'air à pression constante

D est le déficit de pression de vapeur par rapport à la saturation

r_s est la résistance aérodynamique

r_a est la résistance de la surface du couvert de sol

γ est la constante psychrométrique

2.3.1.2 L'équation de Priestley-Taylor

Sous sa forme générale, elle se présente comme suit pour une culture de référence :

$$E_{rc} = \alpha (\Delta / \Delta + \gamma) (R_n - G) \quad \text{mm.j}^{-1}$$

R_n est l'énergie nette de radiation incidante

G est la libération d'énergie de conduction dans le sol

α est une constante empirique

2.3.1.3 ETP selon Thornthwaite (1948)

L'évapotranspiration est identique pour toutes les classes d'utilisation du sol.

$$E_{th} = (16.2 / 30.4) * (10T_a / X_1)^{X_2} * (C_1 * 10^{-3}) \quad \text{m.j}^{-1}$$

T_a est la température journalière moyenne de l'air (°C)

X_1 est l'indice de chaleur de Thornthwaite

X_2 est un exposant dérivé de X_1

C_1 est un facteur de correction pour la latitude et la longueur du jour

2.3.1.4 ETP selon la formule d'Hydro-Québec (Fortin, 2000)

$$E = 0.029718 (T_x - T_n) e^{0.019(9/5(T_x + T_n) + 64)} \quad \text{mm}$$

T_x = température journalière maximale

T_n = température journalière minimale

Cette formule, bien qu'uniquement basée sur la différence entre les températures maximale et minimale journalières, donne une bonne évaluation de l'évapotranspiration mesurée sur le terrain (Fortin, 2000). D'autre part, « les comparaisons effectuées jusqu'à maintenant indiquent des estimations par Hydro-Québec qui peuvent se comparer très favorablement en moyenne à celles fournies par Penman » (Fortin et al., 2000). Par contre, elle ne permet pas de faire la distinction entre l'évapotranspiration des différents couverts du sol, c'est pourquoi nous préférons utiliser la formule de Linacre.

2.4 Le bilan hydrique vertical : BV3C

Il s'agit du sous-modèle responsable de l'acheminement (ou la distribution) vertical(e) de l'eau à partir de la surface du sol vers les 3 couches de sol – eau en provenance de la pluie ou de la fonte de la neige – puis hors des couches vers le chenal.

2.4.1 DESCRIPTION DU MODULE

Selon Fortin et al. (1995), « Les variables et les flux ont été définis [dans BV3C]

de manière à représenter approximativement les macro-processus physiques en jeu lors de l'infiltration et de la redistribution verticale de l'eau à l'échelle de la colonne de sol correspondant à une unité de simulation dans le modèle. Toutefois, même si elles font appel à des caractéristiques physiques du terrain et du sol, les équations retenues ne sont pas considérées comme une représentation exacte de mouvements et de stockages d'eau très complexes, compte tenu de la variation spatiale des caractéristiques hydrauliques des sols. Ces équations devraient néanmoins représenter ce qui se passe en moyenne sur un bassin-versant, en accord avec SHE [par exemple, en 1994] ».

La couche 1 correspond à l'épaisseur affectée par l'évaporation d'un sol nu et contrôle le ruissellement de surface. La couche 2 devrait être non-saturée et c'est elle qui contrôle les écoulements retardés. La couche 3 devrait être relativement près de la saturation et c'est elle qui contrôle le débit de base (Figure 33).

À chaque pas de temps et pour chaque sous-bassin, les teneurs en eau θ_1 , θ_2 et θ_3 sont recalculées en fonction des entrées et des sorties.

2.4.1.1 Production du ruissellement

Au début de chaque pas de temps, l'infiltration P_i , provenant de l'eau disponible P de la pluie ou de la fonte, se produit sur les classes d'occupations perméables dès que la couche 1 n'est pas saturée, à un taux calculé par le modèle et dont la valeur maximale est limitée par la conductivité hydraulique à saturation K_s . La fraction de l'eau disponible qui ne s'infiltré pas dans la colonne de sol de chaque sous-bassin devient du ruissellement R .

2.4.1.2 Calcul des échanges verticaux

Le modèle calcule donc les conductivités hydrauliques $K(\theta_j)$ correspondant à la teneur en eau θ_j pour chaque couche selon Campbell (1974), en connaissant K_s , la conductivité hydraulique à saturation de chaque type de sol, la teneur en eau à saturation θ_s de chaque type de sol et la distribution de la taille des pores de chaque sol.

Selon Campbell,
$$K(\theta_j) / K_s = (\theta_j / \Phi)^n$$

$K(\theta_j)$ = la conductivité pour la teneur en eau (θ_j)

K_s = conductivité à saturation ($\theta = \Phi$)

Φ = porosité (volume)

$n = 3 + 2b$

b = constant ; $b = 1/\lambda$; λ = indice de taille de pore

La conductivité $K_{1,2}$ entre les couches 1 et 2 est considérée comme étant la conductivité maximale entre $K(\theta_1)$ et $K(\theta_2)$, selon Mahrt et Pan (1984).

Ensuite, le modèle calcule les potentiels matriciels correspondant à la teneur en eau θ_j pour chaque couche selon Clapp and Hornberger (1978) (modification de Campbell) en fonction du potentiel matriciel à saturation de chaque type de sol et la distribution de la taille des pores de chaque sol. Le sol se caractérise par la teneur en eau du sol et par la retenue de l'eau dans le sol.

Enfin, le modèle calcule les échanges verticaux (dans les 2 sens), $q_{1,2}$ et $q_{2,3}$ en fonction de $K_{1,2}$ et de $K_{2,3}$ et des différences de potentiel matriciel par rapport à l'épaisseur des couches.

2.4.1.3 Calcul de l'écoulement retardé

Q_2 , l'écoulement retardé, est estimé en fonction de la pente S_n du sous-bassin, de l'épaisseur de la 2^{ème} couche ($Z_2 - Z_1$) et de la conductivité hydraulique de la couche. Selon l'approche adoptée, Q_2 ne devient vraiment important que lorsque la teneur en eau dans cette couche est élevée, de sorte que la partie inférieure de l'unité de simulation est saturée.

2.4.1.4 Calcul de l'écoulement de base

Enfin, Q_3 , l'écoulement de la couche 3, assurant le débit de base, est modélisé en fonction du contenu en eau (θ_3), de l'épaisseur de cette couche ($Z_3 - Z_2$) et d'un

coefficient de récession K_r , déterminé à partir des débits observés.

2.4.1.5 Calcul de l'évapotranspiration réelle (ETR) pour chaque couche

ETR est calculée pour toutes les classes d'occupation du sol sauf l'évaporation des surfaces d'eau et des surfaces imperméables, pour lesquelles l'évaporation est fixée à 0. Pour toutes les autres classes d'occupation du sol, l'évaporation de la colonne de sol et la transpiration de la végétation est dérivée de l'évapotranspiration potentielle.

a. Calcul de l'évaporation E de la colonne de sol

L'évaporation maximale (E_m) est d'abord estimée pour un sol nu durant un pas de temps, en fonction de ETP pour l'occupation du sol j , réduit exponentiellement par le produit [coefficient d'atténuation du rayonnement dans la végétation (D) X indice foliaire (IF)]. Un coefficient d'assèchement C_s (Patoine et Fortin, 1992) est ensuite déterminé en fonction de la teneur en eau relative θ_r (rapport des teneurs en eau θ par rapport aux teneurs en eau à la capacité au champ θ_{cc} et au point de flétrissement θ_{pf}) et d'un second coefficient α_k dépendant du type de sol.

$$\text{Enfin, } E(\text{sol nu } j) = E_m \times C_s$$

b. Calcul de la transpiration T_j pour une occupation du sol j , pour chaque couche

T_j est le produit de 3 quantités :

1) un coefficient d'assèchement $C_{t,j}$,

C_t est similaire à C_s mais avec θ_{rm} (teneur en eau relative moyenne pour une occupation du sol) remplaçant θ_r (teneur en eau relative)

2) la différence entre ETP et E_m

3) un produit incluant β , qui représente l'effet d'assèchement en surface sur l'évapotranspiration et le rapport (E_j/E_m).

T_j est ensuite répartie entre les couches en fonction du rapport entre la teneur en eau de chaque couche et la teneur en eau moyenne du profil, pour fournir les évapotranspirations réelles correspondant à la couche i pour la classe d'occupation du

sol j au temps t. Pour la couche 1, l'évaporation du sol nu s'ajoute à la transpiration.

2.4.1.6 Calcul du bilan hydrique sous forme des teneurs en eau finales $\theta_1, \theta_2, \theta_3$

$$\theta_j_f = \theta_j_i + (\text{pas de temps}/Z_j) * (\text{Bilan de } P; q_j; Q_j; \text{ETR}_j)$$

f pour état final

i pour état initial

P sont les précipitations en mm

q_j est l'échange vertical entre chaque couche

Q_j est la sortie de chaque couche

ETR est l'évapotranspiration réelle de chaque couche, telle que calculé ci-dessous

θ_j est la teneur en eau pour l'occupation j

2.4.2 PARAMÈTRES DU MODÈLE

ZP(i) : profondeur maximale du système racinaire à maturité pour une classe d'occupation du sol i.

LAI : Indice foliaire

Z(i, t) : profondeur racinaire de la classe d'occupation du sol i au temps t.

Les propriétés hydrauliques caractérisant les sols :

θ_s , la teneur en eau à saturation ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$)

θ_{cc} , la teneur en eau à capacité au champ ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$)

θ_{pf} , la teneur en eau au point de flétrissement ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$)

K_s , la conductivité hydraulique à saturation ($\text{m} \cdot \text{h}^{-1}$)

ψ_s , le potentiel matriciel

α , exposant sur l'évaluation du coefficient d'assèchement

Z_1, Z_2, Z_3 , les profondeurs de chaque couche

$\theta_1, \theta_2, \theta_3$, les teneurs en eau initiales de chaque couche

D, le coefficient d'atténuation

Kr, le coefficient de récession, qui caractérise le débit de base.

2.5 L'écoulement sur la partie terrestre du bassin par l'onde cinématique (INRS-Eau)

Le bassin est d'abord subdivisé en mailles (Annexe 5). Chaque maille a une pente et une orientation. L'eau est acheminée selon la structure d'écoulement interne propre à chaque sous-bassin telle que définit par les caractéristiques des mailles. Cette structure est prise en compte par l'intermédiaire d'un hydrogramme géomorphologique spécifique à chaque sous-bassin. Celui-ci est déterminé lors d'une propagation initiale d'une impulsion d'eau unitaire dans chaque sous-bassin selon le modèle d'onde cinématique.

L'écoulement sur la partie terrestre du bassin est simulé selon l'approximation cinématique du système complet des équations de Saint-Venant³⁹ qui comprennent l'équation de continuité et l'équation cinématique.

2.5.1 L'ÉQUATION DE CONTINUITÉ

L'équation de continuité s'exprime de la façon suivante :

$$\delta R / \delta x + \delta h / \delta t = i$$

Où :

R : écoulement latéral de maille à maille (m²/s)

x : coté de la maille (m)

h : épaisseur de la lame écoulee (m)

t : temps (s)

i : écoulement provenant du bilan vertical (m/s)

2.5.2 L'ÉQUATION CINÉMATIQUE

L'équation cinématique peut être synthétisée par :

$$h = cR^d$$

³⁹ Les équations de Saint-Venant sont des équations différentielles qui représentent l'écoulement variable à une dimension et établies par Barré de Saint-Venant en 1871. Elles permettent une propagation de l'écoulement distribuée dans le temps le long du chenal. De part leur complexité mathématique, il a fallu attendre la puissance de calcul des ordinateurs afin de parvenir à la solution des équations complètes. Entretemps, plusieurs équations simplifiées ont été développées de façon à obtenir une solution moins exigeante en terme de calcul. L'équation de l'onde cinématique et l'équation de l'onde diffusante figurent parmi ces approximations.

Où :

h: épaisseur de la lame écoulee (m)

c : constante provenant du rapport du coefficient de Manning pour les classes d'occupation du sol sur la racine carrée de la pente de la maille

R : écoulement latéral de maille à maille (m²/s)

d : coefficient (d = 0,6)

Par la suite, les lames d'eau produites à chaque pas de temps sur chaque bassin sont distribuées dans le temps selon l'hydrogramme géomorphologique défini précédemment, simulant ainsi l'effet tampon du sous-bassin sur les débits à sa sortie.

Il n'y a que deux classes d'occupation du sol : « Forestier » et « Ouvert ».

2.6 Écoulement dans les cours d'eau (INRS-Eau)

2.6.1 L'ONDE CINÉMATIQUE

HYDROTEL utilise une approximation du système plus complet de Saint-Venant. La forme des équations suivantes permet un plus large domaine d'application avec l'addition de la pente de la surface de l'eau. Les équations suivantes sont utilisées dans le modèle :

L'équation de continuité : $\delta Q / \delta x + \delta A / \delta t = q$

L'équation dynamique : $\delta h / \delta x = S_0 - S_f$

Ce système d'équations est résolu en posant les relations suivantes :

- entre la surface mouillée et le débit : $A = \alpha Q^\beta S_f^{-\beta/2}$

- entre la hauteur et le débit : $h = rQ^s$

A : surface mouillée (m²)

Q : débit (m³/s)

q : débit latéral (m²/s) en provenance des sous-bassins

x : longueur du bief considéré (m)

t : temps (s)

h : profondeur du chenal (m)

S_0 : pente du chenal (m/m)

S_r : pente de la surface de l'eau (m/m)

α, β, r, s : coefficients

La résolution se fait selon des schémas aux différences finies.

L'équation de l'onde cinématique est la plus simple des approximations des équations de Saint-Venant. L'utilisation de cette équation devrait être limitée à des chenaux pour lesquels il existe une relation simple entre le débit et le niveau d'eau et dans lesquels les effets de remous (*backwater*) sont négligeables (Fread, 1992). La pente du chenal devrait être supérieur à environ 0.001 (World Meteorological Organization dans Lettenmaier and Wood, 1993), ce qui tout juste le cas de la rivière Raisin.

L'équation de l'onde diffusante quant à elle est moins simplifiée que l'onde cinématique. Elle représente les effets de remous.

Des essais avec l'une ou l'autre des équations montrent que les différences au niveau du débit simulé ne sont pas très importantes. Cependant, l'onde cinématique produit un débit simulé plus proche du débit observé. En effet, cette option permet de simuler un volume d'écoulement plus proche du volume observé (de quelques pourcents par année), produit une décrue plus soutenue et maintient le débit de base plus élevé. Par contre, l'équation de l'onde diffusante exagère les crues, ce qui n'est pas souhaité. Nous avons donc choisi l'équation de l'onde cinématique, d'autant plus que l'option de l'onde diffusante n'a été disponible qu'en fin de période d'étalonnage.

Annexe 2 Établissement par standardisation de la classification de l'utilisation du sol

L'information concernant l'utilisation du sol provient de 2 cartes. L'information concernant l'utilisation du sol en 1960 provient d'une série intitulée *Land Use Series*, réalisée par le *Canada Geographical Branch, Department of Mines and Technical Survey*, le relevé s'échelonnant entre 1960 et 1964 (Department of Mines and Technical Survey, 1960-1964a et b).

L'information concernant l'utilisation du sol en 1980 provient d'une série intitulée : *Agricultural Land Use Systems*. Il s'agit d'un inventaire réalisé par le *Forestry Agricultural Resource Inventory*, faisant partie de *New Forests in Eastern Ontario Program*. Cet inventaire a été financé par le *Federal Department of Regional Expansion* et le *Ontario Ministry of Treasury and Economics*, sous le *Community and Rural Resource Development Subsidiary Agreement*. Le relevé s'échelonne de 1978 à 1980 et a été réalisé par le ministère de l'agriculture et de l'alimentation de l'Ontario (Ontario Ministry for Agriculture and Food, 1978-1980, a-e).

L'étude comparative de l'utilisation du sol d'après ces 2 documents fait ressortir plusieurs problèmes. En effet, la classification de l'utilisation du sol diffère selon les 2 sources, l'une fédérale et l'autre provinciale, entre autre selon l'objectif de l'inventaire, des changements d'utilisation du sol, soit la disparition ou l'apparition d'une utilisation du sol.

Il est donc nécessaire de généraliser le paysage, plus précisément d'étudier les équivalences entre les classes. Nous décrivons ici comment nous avons standardisé les différentes classes d'utilisation du sol telles qu'elles apparaissent sur les 2 types de cartes utilisées. Nous l'avons fait de façon systématique, en joignant dans une seule classe des couverts qui affecteraient le bilan hydrique de façon semblable.

Mais d'abord, notons que dans l'Est de l'Ontario, certaines classes n'ont pas changé entre 1960-1964 et 1978-1980.

1. CLASSES IDENTIQUES EN 1960-1964 ET 1978-1980

1.1. Urbain

1960 : Inclut les zones bâties, et les parcs et autres espaces ouverts à l'intérieur des zones bâties (B).

1980 : a. Usages urbains (B)

b. Loisirs (R)

Du point de vue hydrologique, il s'agit d'une surface plutôt imperméable avec égouts, et avec végétation.

1.3 Extraction

1960 et 1980 : Extraction inclut les carrières, les gravières et les sablières (E)

D'un point de vue hydrologique, il s'agit d'une surface perméable dans le cas des gravières et des sablières, déboisée ou arbustive. Il n'y a pas de carrière dans la région.

2. CLASSES DONT LES CARACTÉRISTIQUES ONT CHANGÉ ENTRE 1960-1964 ET 1978-1980

2.1 Grandes cultures (cropland)

1960 : a. Terres utilisées pour des cultures annuelles : grain, oléagineux, légumes, jachère (*associated fallow*), et terres déboisées pour la culture (A à A2, entre 50 et 100 % de cultures annuelles).

1980 : a : Monoculture : Arrangement contigu de 4 champs ou plus ou d'un minimum de 16 ha de maïs ou de petit grain (td) (P).

b : Système du maïs : Arrangement contigu de 4 champs ou plus de taille uniforme, couvert de 40 à 75 % de maïs. Le reste est un mélange de foin, de pâturage et parfois de grain (C).

c : Système d'agriculture mixte : Un arrangement contigu de 4 champs ou plus de taille uniforme, où doit se retrouver le maïs (jusqu'à 40 % de la superficie). Le reste doit être un mélange de foin, de grain et de pâturage (M).

D'un point de vue hydrologique, il s'agit d'une surface assez bien drainée (artificiellement ou non), végétée de mi-mai à octobre (5 mois), et soit avec résidus agricoles ou désert de novembre à mi-mai (7 mois).

2.2 Pâturage amélioré (prairie), cultures fourragères et pacage sauvage (rough grazing and rangeland)

1960 : a : Terres améliorées pour le pâturage ou pour la production de foin et autres cultures fourragères (*cultivated fodder crop*). Cette classe inclut les terres déboisées à ces fins. L'expression « améliorée » signifie que ces terres montrent des signes évidents de culture, telle la prévention du « surpacage », la fertilisation occasionnelle, la semence d'espèces désirables ou une combinaison des 3. Cette classe inclut le pâturage amélioré permanent, le pâturage en rotation, la culture fourragère (légumineuse, foin et autre culture fourragère cultivés pour le fourrage ou pour les graines) (P à P2). Seule P2 est représentée, soit une superficie couverte de 49.9 à 74.9 % de Pâturage améliorée et cultures fourragères.

b. Zones de graminées (*grasslands*), de cyperacées (*sedges*), de plantes herbacées et de fermes abandonnées (utilisées ou non comme pacage). Arbustes et arbres peuvent couvrir jusqu'à 25 % de l'aire. Des zones humides où poussent le foin (*sloughs or meadows*) sont inclus dans cette classe (K).

c. Pré-bois (*woodland grazing*). Zones herbeuses, boisés ouverts, arbustes et arbres couvrant plus de 25 % de la superficie, en autant que la zone serve régulièrement de pacage, et pas à un autre usage (K).

1980 : a. Système du foin : Arrangement contigu de 4 champs ou plus, de taille uniforme. S'y retrouve un mélange de foin (en majeure partie), de grain et de fourrage (H).

b. Système du fourrage : Arrangement de 2 champs ou plus, où se retrouve un mélange de foin et de fourrage, en proportion semblable (HG).

c. Système de pacage : Arrangement contigu de 4 champs ou plus, ou un minimum de 16 ha sans séparation de champ, avec soit un pacage permanent, soit un pacage constitué de plantes herbacées indigènes ou une combinaison des deux. Le foin peut s'y retrouver en quantité réduite (moins de 10 %) (G).

d. Pré-bois (*Pastured woodland*). Boisés servant de pacage au bétail (Zp).

D'un point de vue hydrologique, il s'agit d'une surface probablement plus ou moins bien drainée avec de la végétation à l'année longue.

2.3 Forêt

1960 : a. Forêt productive : terre boisée avec arbres dont le couvert de canopée est de plus de 25 % et d'une hauteur de 20 pieds (6.5 mètres...). Cette classe inclut les plantations (et les zones reboisées artificiellement) sans égard à l'âge (T).

b. Forêt non-productive : Terre avec arbres ou arbustes dont le couvert de canopée est supérieur à 25 % et dont la hauteur est inférieure à 20 pieds. Cette classe inclut les zones déboisées (*cut-over*) et les zones brûlées (*burned-over*) (U).

1980 : a. Forêt : Forêt dont la canopée couvre au moins 45 % de la superficie, et dans l'aire totale est au moins de 0.5 ha. Cette classe inclut les terres en reboisement artificiel (Z and Zr).

b. Terre agricole abandonnée depuis plus de 10 ans et recolonisée par la végétation indigène (*Idle agricultural land, A2*).

c. Système non-agricole : Terre agricole abandonnée depuis 1 à 10 ans et en voie de retour à la végétation naturelle (*Idle agricultural land, A1*).

D'un point de vue hydrologique, il s'agit d'une surface à drainage variable, mais dont le couvert forestier aide à se débarrasser de l'eau excédentaire.

2.4 Terres humides

1960 : Marécage (swamp), marais (marsh) et tourbière : terres humides ouvertes, à l'exception de celles qui s'assèchent de façon régulière, et présentent l'évidence de pacage ou de coupe de foin (M).

1980 : Marécage et marais : terre où se retrouve une végétation caractéristique des dépressions mal drainées (X).

D'un point de vue hydrologique, c'est une surface mal drainée, végétée à l'année.

Nous avons choisi d'intégrer le sol organique à notre étude, bien qu'en général dans des études semblables, le sol organique soit ignoré. Quant à nous, nous avons pensé qu'il fallait l'inclure, d'une part pour l'importance de son extension spatiale (18 % du bassin) et d'autre part, pour son rôle hydrologique tout à fait différent des autres sols. La tourbe a une forte capacité de rétention d'eau, mais le point de flétrissement est aussi élevé, donc l'eau disponible pour les plantes n'est pas tellement supérieure à celle des autres sols minéraux.

Cependant, alors que les propriétés hydrauliques associées aux textures de sol minéral ont été définies en laboratoire (Rawls et al., 1982) et sont utilisées comme référence dans une série de modèle, dont SWAT (Arnold et al., 1996), celles associées au sol organique ne sont pas arrêtées à une valeur "définitive". Nous avons donc parcouru la littérature en vue de le faire. Certaines propriétés commencent à être bien connues, mais d'autres non. Dans l'ensemble cependant, il n'est pas toujours facile de comparer les données, qui sont mesurées avec des techniques différentes, en laboratoire et sur le terrain : « Available data on the hydrophysical properties of peat, both in the United States and elsewhere, are inconsistent, show large ranges, and are difficult to evaluate (...) » (Chason and Siegel, 1986). Néanmoins, nous avons dû faire un choix, selon l'information ci-dessous.

Notons enfin que, tout comme les sols minéraux du bassin, une certaine partie de ces sols organiques sont drainés, ce qui altère leurs propriétés d'origine.

1. TENEUR EN EAU À SATURATION

Une des particularités de la tourbe, c'est que le volume de sol change avec la teneur en eau.

2. TENEUR EN EAU À LA CAPACITÉ AU CHAMP

Tableau 23. Teneur en eau à la capacité au champ des sols organiques

Auteur (année)	Capacité au champ (0.33 bar)	Commentaire
Boelter (1968)	Mousse de sphaigne vivante : 18 % (vol) Tourbe de sphaigne : 41 % Tourbe bien décomposée : 78 %	
Irwin (1968)	de 40 % (vol).	beaucoup plus élevé que plusieurs sols minéraux

3. TENEUR EN EAU AU POINT DE FLÉTRISSEMENT

Tableau 24. Teneur en eau au point de flétrissement des sols organiques

Auteur (année)	Point de flétrissement (15 bar)	
Boelter (1958)	Mousse de sphaigne vivante : 2 % (vol) Tourbe de sphaigne : 9 % Tourbe bien décomposée : 23 %	
Irwin (1968)	18 % (vol)	

4. CONDUCTIVITÉ HYDRAULIQUE

La conductivité hydraulique des sols organiques est probablement la donnée qui est la plus mesurée, à la fois sur le terrain et en laboratoire, en particulier celle de la tourbe. Comme les chercheurs qui ont tenté de faire une synthèse à ce sujet (Letts et al., 2000), nous constatons que la conductivité hydraulique peut être extrêmement variable.

Pour une tourbière, on s'entend généralement sur le fait que la conductivité hydraulique de l'acrotelme (couche supérieure, mince, consistant en des plantes vivantes et mortes non décomposées) est 5 à 6 ordres de magnitude plus importante que celle du catotelme (la couche inférieure de tourbe bien décomposée) (Boelter, 1965; Hoag and Price, 1995), mais selon Chason et Siegel (1986), ces conclusions sont des croyances non vraiment vérifiées dans des tourbières profondes, et il ne l'observe pas

dans son étude. La conductivité horizontale est généralement un ou deux ordres de magnitude supérieure à la conductivité verticale (Chason and Segel, 1986).

Tableau 25. Conductivité hydraulique des sols organiques

Auteur (année)	Conductivité hydraulique	Commentaire
Hoag and Price (1995)	<ul style="list-style-type: none"> • Acrotelm : à 0-0.20 m : 57.6 m.h^{-1} • Catotelm : à 0.5m, $3.6 \cdot 10^{-6} \text{ m.h}^{-1}$ 	
Boelter (1968)	<ul style="list-style-type: none"> • Tourbe de sphaigne : $5 \cdot 10^{-3} \text{ m.h}^{-1}$ • Tourbe bien décomposée : $0.16 \cdot 10^{-3} \text{ m.h}^{-1}$ 	
Baird and Gaffney (1995)	<ul style="list-style-type: none"> • Minimum de $3.6 \cdot 10^{-4} \text{ m.h}^{-1}$ à $3.6 \cdot 10^{-6} \text{ m.h}^{-1}$ 	
Konyha et al. (1992)	<ul style="list-style-type: none"> • tourbe (muck) bien drainée : 0.075 m.h^{-1} • tourbe dont le drainage interne est faible _ 0.010 m.h^{-1}. 	Conductivité hydraulique latérale
Chason and Siegel (1986)	<p>Mesures sur le terrain</p> <ul style="list-style-type: none"> • Tourbière ombrotrophe : $8.6 \cdot 10^{-3}$ à 0.2 m.h^{-1} • Tourbière minérotrophe : $5.4 \cdot 10^{-2}$ à 0.94 m.h^{-1} • Tourbière minérotrophe : $2.4 \cdot 10^{-2}$ à 0.57 m.h^{-1} 	Lost River Peatland, Northern Minnesota
Letts et al. (2000)	<ul style="list-style-type: none"> • Fibrique : 1 m.h^{-1} • Hémique : 0.0072 m.h^{-1} • Saprique : 0.00036 m.h^{-1} 	Valeurs moyennes tirées d'une synthèse de la littérature
Irwin (1968)	<ul style="list-style-type: none"> • En surface (0-7cm) : 0.065 à 0.162 m.h^{-1} • De 15 à 23 cm : 0.043 à 0.104 m.h^{-1}. 	Sols cultivés et drainés dans l'Est de l'Ontario (Tourbière d'Alfred, Winchester et Moose Creek)

1. RÉALISATION D'UN MODÈLE NUMÉRIQUE D'ALTITUDE

Un modèle numérique d'altitude (MNA) est à la base du modèle HYDROTEL. C'est ce modèle qui permet à l'eau de circuler d'une maille à l'autre, d'un sous-bassin à l'autre, en fonction de la pente et de la direction de la pente. La création du MNA est donc une étape non seulement essentielle mais une étape sur laquelle repose l'ensemble du projet.

Tout d'abord, un MNA « standard » est réalisé par interpolation des courbes de niveau à 10 m d'intervalle provenant de 3 cartes à l'échelle 1/50000 numérisées. Le MNA est produit à une résolution de 100m par la méthode de « krigeage » sans anisotropie sur le logiciel PCI Works (technique VDEMINT). Un variogramme d'un échantillon de données indique qu'il n'y a pas d'anisotropie.

1.1 Problèmes encourus avec le modèle standard

Le MNA est importé dans PHYSITEL. Dans un cas standard — voire idéal —, PHYSITEL trace le réseau hydrographique à partir de la valeur de pente et de l'orientation, informations fournies par le MNA et délimite ensuite le bassin-versant. Cependant, la première étape ne produit pas le résultat escompté. Nombreuses sont les mailles pour lesquelles PHYSITEL ne peut calculer la pente, encore moins tracer le réseau. Il y a 3 régions en particulier où le problème est aigu, les 3 régions de marécages. On considère que le MNA ne fournit pas assez d'information à PHYSITEL.

Plusieurs corrections sont alors effectuées sur le MNA de façon à contourner ces problèmes.

1.2 Solutions possibles et réalisées des problèmes encourus avec le modèle standard

1.2.1 FRONTIÈRE ARTIFICIELLE DÉLIMITANT LE BASSIN

D'abord, on trace manuellement la limite du bassin-versant et on l'indique à PHYSITEL par une courbe de niveau artificielle passant par la frontière du bassin, à une altitude supérieure de 20 m à toutes les autres, soit à 150 m.

1.2.2. LOCALISATION FORCÉE DU COURS D'EAU

On utilise un algorithme créé spécialement pour imposer à PHYSITEL la localisation du cours d'eau dans le bassin.

1.2.3 CHANGEMENT DE RÉOLUTION

On aurait pu passer à une résolution de 200 m ou à l'utilisation de cartes au 1/10000 mais afin de ne pas numériser une quinzaine de cartes, on tente de régler le problème avec le document cartographique déjà réalisé.

1.3 Problème méthodologique posé par la nécessité du MNA pour la modélisation hydrologique dans le cas des bassins à faible pente

Une des prémisses des modèles physiques est que l'écoulement est fortement contrôlé par la topographie, que l'on juge comme souvent dominant l'effet de l'hétérogénéité des propriétés hydrodynamiques (d'ailleurs à la base de TOPMODEL). Or on comprend à la suite des problèmes encourus lors de cette étape avec PHYSITEL, que dans le cas qui nous intéresse, soit une région qui portait le nom de *Sunken Townships* (comtés ennoyés) au XIX^e siècle, l'eau s'écoule mal dans ce bassin, car la pente est très faible. On y retrouvait d'ailleurs principalement des terres humides dont 70 % ont disparu aujourd'hui (Snell, 1987). D'autre part, le drainage subsuperficiel artificiel est important depuis 1970.

Comme l'écrit Wise (2000), l'utilisation de MNA est de plus en plus commune dans l'utilisation de modèle hydrologique, mais la qualité des résultats de la simulation dépend alors de la qualité du MNA. Il conclut qu'à l'échelle du bassin, les différences entre différents MNA ne sont pas grandes mais qu'elles peuvent l'être à plus grande échelle, jusqu'à faire passer la rivière ailleurs que où elle passe en réalité.

PHYSITEL est un logiciel complémentaire à HYDROTEL, car il sert à la préparation des données du bassin en vue de leur lecture par HYDROTEL. Plus précisément, PHYSITEL permet de déterminer et de visualiser la structure d'écoulement d'un bassin-versant à partir d'un modèle numérique des altitudes (MNA) – étape, faut-il le rappeler, au cœur de la modélisation par HYDROTEL – et de manière optionnelle, d'un réseau hydrographique. Suite à l'établissement de la structure d'écoulement, PHYSITEL délimite le bassin-versant, les zones de lacs et les sous-bassins.

PHYSITEL est aussi utilisé pour structurer les données d'occupations du sol et les données de types de sol.

1. DÉTERMINATION DE LA STRUCTURE D'ÉCOULEMENT

1.1 Le MNA

La figure 4 montre le modèle numérique d'altitude tel qu'intégré à HYDROTEL par l'intermédiaire de PHYSITEL. C'est à partir de ce modèle topographique en format matriciel qu'est établie la structure d'écoulement (ou réseau hydrographique utile) utilisée par HYDROTEL pour acheminer l'eau des précipitations vers la rivière.

1.2 Établissement de la structure d'écoulement par PHYSITEL

La structure d'écoulement formant le réseau hydrographique est déterminée à la fois d'après l'orientation et la pente de chaque maille. L'orientation d'une maille est déterminée par la direction de la pente descendante la plus forte parmi les mailles voisines. La structure d'écoulement est obtenue en remontant de l'exutoire vers l'amont. On fixe un seuil de superficie minimale comme source de chaque cours d'eau au-delà duquel le logiciel ne cherche plus à remonter à la source. Le choix de ce seuil décide donc à la fois du degré de ramification du réseau et de la densité de drainage du bassin. Nous avons fixé le seuil à 1 km².

Une fois réalisée, la structure d'écoulement est comparée au réseau hydrographique numérisé sous forme vectorielle à partir de la couche hydrographique d'une carte topographique au 1/50000. À cette étape, il est possible de corriger la structure d'écoulement. Ensuite, il est possible de délimiter le bassin-versant.

1.3 Correction de la structure d'écoulement

Le réseau vectoriel sert à ajuster les orientations d'écoulement dans les cas de régions de faibles pentes où il peut y avoir des méandres ou de dépressions, où il peut y avoir des terres humides ou des lacs. On utilise des algorithmes de correction pour ces régions où autrement la structure d'écoulement ne peut être déterminée lorsque éloignées du réseau vectoriel.

1.4 Problème encouru dans le cas du bassin de la rivière Raisin

Le bassin de la rivière Raisin est caractérisé par sa très faible pente, ce qui s'est répercuté lors de la tentative d'établissement de la structure d'écoulement à partir du MNA. En effet, d'une part, il était impossible pour PHYSITEL de cerner les limites du bassin-versant faute d'information suffisante sur les crêtes formant la ligne de partage des eaux et d'autre part, 3 zones plates non situées à proximité du réseau vectoriel sont apparues, pour lesquelles PHYSITEL ne pouvait déterminer de direction d'écoulement.

Ces problèmes sont apparus d'abord à cause des caractéristiques inhérentes au bassin, mais étaient mis en évidence par la résolution du MNA utilisé, qui était insuffisante pour discriminer la pente réelle qui permet sur le terrain à l'eau de s'acheminer lentement mais sûrement vers la rivière.

Afin de contourner le problème, on utilise alors un algorithme créé spécialement pour imposer à Physitel la localisation du cours d'eau dans le bassin à partir du réseau vectoriel, afin de compléter l'établissement de la structure d'écoulement. Cet algorithme est appliqué seulement un nombre limité de mailles de part et d'autre du réseau réel.

1.5 Délimitation des sous-bassins.

Physitel délimite ensuite les sous-bassins – qui serviront d'unités de calcul pour le bilan hydrique – en faisant correspondre un sous-bassin à chaque tronçon. Un tronçon est un segment de rivière délimité en aval par une confluence et à l'amont, soit par une source ou une confluence. Un sous-bassin est donc une étendue directement drainée par un tronçon. La création des sous-bassins est limitée par une aire minimale définie par un seuil. Nous avons choisi un seuil de 2.5 km², ce qui permet de délimiter 220 sous-bassins. Afin de raffiner la représentation des changements d'utilisation du sol, nous avons ensuite subdiviser les bassins de taille relativement importante, de façon géométrique, pour obtenir 283 sous-bassins. En effet, la superficie moyenne des unités d'occupation du sol est de 1.9 km², ce qui nécessite une résolution assez élevée.

La figure 64 résume les étapes nécessaires à l'établissement de la structure d'écoulement à la base de la réalisation du bilan hydrique tel que calculé par HYDROTEL.

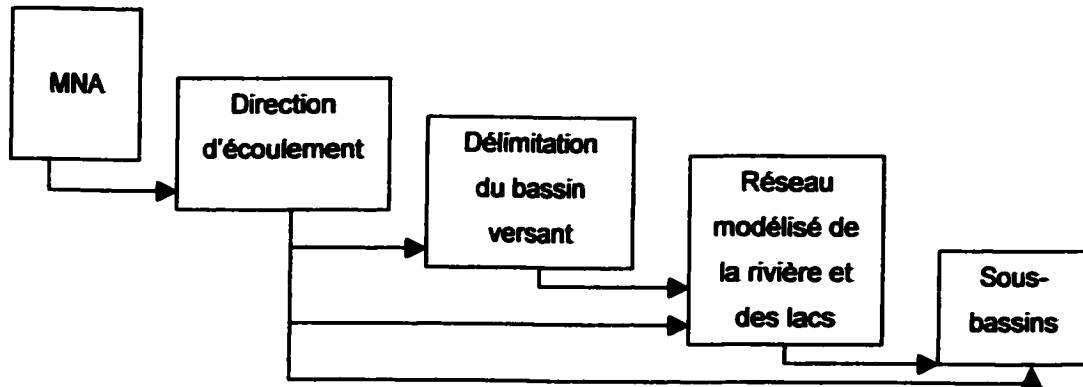


Figure 64. Étapes nécessaires à l'établissement de la structure d'écoulement (d'après Turcotte et al. , 2001)

2. STRUCTURATION DES DONNÉES D'OCCUPATION DU SOL ET DES TYPES DE SOL

3 catégories de cartes au 1/50000 ont été nécessaire pour documenter l'occupation du sol et les types de sol :

1. Une carte d'occupation du sol en 1960-64 (1 carte)
2. Une carte d'occupation du sol en 1978-80 (5 cartes)
3. Une carte de textures de sol (2 cartes)

Ces documents ont été numérisés, reclassifiés selon la méthode décrite à l'annexe 3 et convertis en fichier matriciel pour PHYSITEL. PHYSITEL calcule le pourcentage de chacune des classes d'occupation sur chacun des sous-bassins versants et fournit cela comme entrée à HYDROTEL. De même, le sol dominant sur chacun des sous-bassins est fourni à HYDROTEL.