

ETUDE DES PROCESSUS HYDROLOGIQUES PAR L'APPLICATION DU TRAÇAGE ENVIRONNEMENTAL. ASSOCIATION À DES MESURES EFFECTUÉES À L'ÉCHELLE LOCALE ET ANALYSE D'INCERTITUDE

THÈSE N° 2165 (2000)

PRÉSENTÉE AU DÉPARTEMENT DE GÉNIE RURAL

ÉCOLE POLYTECHNIQUE FÉDÉRALE DE LAUSANNE

POUR L'OBTENTION DU GRADE DE DOCTEUR ÈS SCIENCES TECHNIQUES

PAR

Christophe JOERIN

Ingénieur du génie rural diplômé EPF
de nationalité suisse et originaire de Waldenburg (BL)

acceptée sur proposition du jury:

Prof. A. Musy, directeur de thèse
Prof. K. Beven, rapporteur
Dr F. Gallart, rapporteur
Prof. P. Germann, rapporteur
Prof. C. Leibundgut, rapporteur
Prof. A. Parriaux, rapporteur

Lausanne, EPFL
2000

Remerciements

Je garderai un excellent souvenir de ces années passées sur ma thèse de doctorat. Il faut dire que j'ai eu l'immense privilège de jouir d'excellentes conditions de travail. Je les dois en grande partie à mon directeur de thèse, le professeur André Musy, qui assure une parfaite gestion de son institut. Grâce aux moyens qu'il m'a offerts et à la confiance qu'il m'a faite, j'ai eu la chance d'orienter ma recherche selon mes intuitions et mes idées, ce qui constitue certainement son originalité. Je lui suis également reconnaissant de m'avoir introduit dans la communauté des hydrologues. A ce propos je témoigne ma gratitude au Dr Francesc Gallart et au professeur Keith Beven pour avoir suivi de façon régulière l'avancement de mes travaux. Je tiens plus particulièrement à remercier le professeur Keith Beven pour sa disponibilité et pour son hospitalité lors de ma visite à l'Université de Lancaster.

Le plaisir que j'ai trouvé dans ce travail, je le dois également à l'ambiance remarquable qui règne au sein de l'Institut d'Aménagement des Terres et des Eaux. Dans ce contexte, propice aux échanges, je me suis épanoui aussi bien intellectuellement que socialement. En cela je souhaite dire un grand merci aux membres de cet institut, pour leur convivialité et leur ouverture d'esprit.

Ma recherche a été construite essentiellement sur l'observation et la mesure des phénomènes hydrologiques sur le terrain. Dans cette démarche j'ai été épaulé par plusieurs membres de l'institut, que je souhaite remercier ici: Alex Amiguet, Céline Badoux-Lehman, François Etter, Karine Vernez-Thomas, Wim Feyen et François Pointet. Grâce au soutien de ce dernier, j'ai eu à disposition pour l'élaboration de ma thèse des mesures d'une qualité exceptionnelle par leur nombre et leur diversité. Je lui présente donc toute ma reconnaissance. Je remercie également Daniela Talamba qui m'a généreusement autorisé à exploiter les résultats de son expérimentation de traçage artificiel.

A propos de la rédaction de ce document, je tiens à remercier les correcteurs Corinne Hager, Denis Groux et Ion Iorgulescu pour leur lecture attentive et avisée. La contribution de Ion a largement dépassé la simple relecture de mon document. Il a été mon initiateur dans le domaine de la recherche en hydrologie. Curieux et serviable de nature, il a toujours été réceptif à mes questions, à mes remarques. Je lui en suis vivement reconnaissant.

J'exprime toute ma gratitude aux professeurs Keith Beven, Peter Germann, Christian Leibundgut, Aurèle Parriaux et au Dr Francesc Gallart qui m'ont fait l'honneur d'être membres de mon jury de thèse. Je les remercie également pour leurs remarques et leurs critiques pertinentes.

Finalement, je tiens à remercier chaleureusement mes amis et ma famille pour m'avoir soutenu moralement tout au long de ces années. J'ai une pensée toute particulière pour mon amie Corinne, mes parents, Jacqueline et Michel, mon frère Florent et son amie Fabienne.

Cette étude a été accomplie à la fois dans le cadre du projet ECUME financé par le Fonds National Suisse de la Recherche Scientifique et dans celui du projet VAHMPIRE de la Commission Européenne dont la contribution suisse a été assurée par l'Office Fédéral de l'Education et de la Science. Je remercie ces deux institutions d'avoir soutenu cette recherche.

Version abrégée

L'objectif général de cette recherche est d'améliorer la compréhension du comportement hydrologique des bassins versants. Pour cela cette étude est construite essentiellement sur l'observation et la mesure des processus hydrologiques sur le bassin expérimental de la Haute-Mentue. La principale originalité de ce travail est d'associer des mesures de natures différentes afin d'obtenir une meilleure vision des mécanismes hydrologiques responsables de la génération du débit. Les réponses hydrologiques sont tout d'abord étudiées de façon globale à l'échelle du bassin versant grâce à l'application du traçage environnemental. Suite à cette expérimentation, des mesures sont conduites à l'échelle locale afin d'identifier la forme des écoulements de l'eau à travers le bassin versant.

Avant d'appliquer la technique du traçage environnemental au cas de la Haute-Mentue, une analyse d'incertitude des modèles de décompositions d'hydrogrammes est proposée. Afin d'améliorer l'interprétation de ces modèles en termes de processus hydrologiques, il est essentiel d'estimer de façon systématique leur incertitude. Deux types d'incertitude sont distingués: l'incertitude de modélisation, qui est liée aux hypothèses d'application des modèles de mélange, et l'incertitude statistique, qui est due à la variabilité temporelle et spatiale des concentrations des traceurs dans les composantes. L'incertitude statistique est étudiée par des simulations de type Monte-Carlo. L'incertitude de modélisation est investiguée par la comparaison d'hypothèses alternatives concernant les compositions chimiques des composantes des modèles de mélange et leur variabilité spatio-temporelle. Cette analyse valide en quelque sorte l'utilisation des décompositions d'hydrogrammes pour l'étude du comportement hydrologique des bassins versants. En effet, il apparaît que malgré leur incertitude, les décompositions d'hydrogrammes permettent d'identifier clairement les sources d'écoulements responsables de la génération du débit. Toutefois, la précision et la cohérence des décompositions peuvent être améliorées en considérant la variabilité temporelle et spatiale des compositions chimiques des composantes.

Suite à cette analyse, les hydrogrammes enregistrés dans quatre sous-bassins de la Haute-Mentue sont décomposés, grâce à l'application d'un modèle de mélange à trois composantes basé sur les concentrations de la silice et du calcium de l'eau. Ce modèle permet de distinguer les trois composantes suivantes: les précipitations directes, l'eau du sol et l'eau de la nappe profonde. L'analyse des décompositions d'hydrogrammes de ces quatre sous-bassins permet d'étudier la variabilité spatiale et temporelle des réponses hydrologiques. Concernant la variabilité spatiale, malgré l'incertitude des décompositions d'hydrogrammes, il apparaît clairement que le comportement hydrologique de chaque sous-bassin est différent. La variabilité spatiale des réponses hydrologiques, qui s'observe essentiellement au niveau des contributions de l'eau du sol, semble être due principalement à la morphologie et la géologie des bassins versants. D'une façon générale plus les sols sont pentus et plus les formations géologiques sont perméables, moins la contribution de l'eau du sol est importante. Quant à la variabilité temporelle des réponses hydrologiques, elle semble être essentiellement contrôlée par l'état hydrique des bassins versants. Plus leur humidité est élevée, plus la contribution de l'eau du sol est importante. Une analyse statistique, basée sur le développement de régressions linéaires multiples, permet alors de confirmer l'influence de ces facteurs physico-climatiques sur la variabilité spatio-temporelle des réponses hydrologiques.

Afin de découvrir les processus qui sont à l'origine des importantes contributions de l'eau du sol, mises

en évidence par la décomposition des hydrogrammes, deux expérimentations, une avec un système TDR et l'autre avec un simulateur de pluie, ont été conduites à l'intérieur du bassin versant. Globalement ces deux expérimentations indiquent que les processus d'écoulement de l'eau à travers le sol sont spatialement très hétérogènes et dépendent de propriétés très locales. En effet, une analyse géostatistique des mesures TDR montre que la variabilité spatiale de l'humidité du sol est très importante à l'échelle locale (1- 20 mètres). La capacité d'infiltration des sols, déterminée lors de la simulation de pluies artificielles, est également spatialement très variable. Cette variabilité dépend des propriétés physiques du sol et de la géologie, mais également de propriétés locales telles que la macroporosité.

Suite à la conduite de ces différentes expérimentations, toutes les observations faites aussi bien à l'échelle locale qu'à l'échelle du bassin versant sont combinées afin de tirer le maximum d'informations concernant les processus hydrologiques à l'origine de la génération du débit. Tout d'abord les mesures TDR confirment partiellement les résultats du traçage environnemental en indiquant que l'eau du sol est une source d'écoulement potentielle importante. Face à l'importante variabilité de l'humidité du sol et plus particulièrement des dynamiques de vidange, il semble que la génération du débit soit essentiellement contrôlée par des processus à l'échelle locale. L'expérimentation avec le simulateur de pluie confirme cette observation en montrant que la capacité des sols à transmettre un flux d'eau est spatialement très variable. Selon cette expérimentation il semble que dans le cas particulier de la Haute-Mentue, les écoulements d'eau du sol participant à la génération des crues transitent essentiellement à travers le système de macropores. Afin d'identifier la forme des écoulements de proche subsurface et indirectement afin de confirmer le rôle des macropores, une expérimentation de traçage artificiel a été conduite. Les vitesses de transit mises en évidence lors de cette expérimentation sont suffisamment élevées pour que l'eau contenue dans les versants puisse participer à la génération des crues. Compte tenu des propriétés physiques et hydrodynamiques des sols, seuls des écoulements préférentiels peuvent expliquer ces vitesses de transit. A vrai dire, à partir de cette expérimentation, il n'est pas possible de connaître la nature de ces écoulements préférentiels, mais compte tenu des résultats précédents tout laisse supposer que cela soit des écoulements par macropores.

Finalement, selon les informations recueillies dans cette étude, un modèle conceptuel est proposé afin d'expliquer le comportement hydrologique de la Haute-Mentue. Ce modèle, qui est basé essentiellement sur le principe de l'extension des zones contributives et sur le rôle des écoulements préférentiels, permet d'expliquer en termes de mécanismes les réponses hydrologiques et chimiques mises en évidence par les décompositions des hydrogrammes tout en respectant les observations faites à l'échelle locale.

Abstract

The main objective of this research is to improve the comprehension of the hydrological behaviour of natural catchments. This study is based essentially on the observation and the measurement of hydrological processes on the Haute-Mentue experimental research basin. The main originality of this work is to associate different types of measurements in order to obtain a better vision of hydrological processes responsible for streamflow generation. First the hydrological behaviour is studied at the catchment scale by the application of environmental tracing. Then hillslope measurements are conducted so as to identify the form of water flows through the catchment.

Before the application of the environmental tracing technique on the Haute-Mentue, an uncertainty analysis of hydrograph separation models is proposed. In order to improve their interpretation in terms of hydrological processes, it is essential to estimate systematically their uncertainty. Two types of uncertainty are distinguished: the model uncertainty, which is affected by model assumptions, and the statistical uncertainty, which is due to the temporal variability of the chemical tracer concentrations of the components. The statistical uncertainty is studied using a Monte Carlo procedure. The model uncertainty is investigated by the comparison of alternative hypotheses concerning the chemical concentration of mixing model components and their spatio-temporal variability. This analysis validates in a way the use of hydrograph separation for the study of catchment hydrological behaviour. In fact it indicates that despite the uncertainty, the flow sources which generate the stream flow are clearly identified. However, the precision and the coherence of hydrograph separations can be improved by taking account of the temporal and spatial variability of component chemical concentrations.

After this analysis, hydrographs recorded at the outlets of four Haute-Mentue sub-basins are separated by the application of a three-component mixing model based on the silica and calcium concentrations of water. This model allows the distinction of the following three components: direct precipitation, soil water and groundwater. The analysis of hydrograph separations of these four sub-basins allows the study of the spatial and temporal variability of hydrological responses. Concerning the spatial variability, despite the uncertainty of hydrograph separation, it appears that the hydrological behaviour of each sub-basin is different. The spatial variability of hydrological responses, which is observed essentially at the soil water contribution level, seems mainly due to the catchment morphology and geology. In general, soil contribution decreases with the steepness of the soil and the permeability of geological formation. As for the temporal variability of hydrological responses, it seems essentially to be controlled by the catchment humidity. Soil contribution increases with increasing basin humidity. A statistical analysis based on the development of multiple linear regressions allows the confirmation of the influence of these physico-climatic factors on the spatio-temporal variability of hydrological responses.

In order to discover the processes responsible for the important soil water contributions highlighted by the application of environmental tracing, two experiments, one with a TDR system and the other with a rainfall simulator, were conducted within the catchment. On the whole, these two experiments indicate that the water flow processes are spatially quite heterogeneous and depend on very local properties. In fact, a geostatistical analysis of TDR measurements shows that the spatial variability of soil water content is very important at a local scale (1-20 meters). The soil infiltration capacity, determined by the simulation of artificial rainfall, is also spatially quite variable. This variability depends on the physical properties of the soil and geology but also on very local properties as macropores.

After these different experiments, all of the observations done at the local scale as well as at the catchment scale are combined in order to get the maximum information about hydrological processes which are at the origin of streamflow. First, the TDR measurements partially confirm the environmental tracing results indicating that the soil water is an important potential source of subsurface flows. In view of the important spatial variability of soil water content and more particularly of the drainage dynamics,

it seems that the stream flow generation is essentially controlled by processes at the local scale. The experiment with the rainfall simulator confirms this observation showing that the capacity of soil to transmit a water flow varies strongly in space. According to this experiment it seems, in the particular case of the Haute-Mentue, that soil water flows contributing to the stormflow generation moves essentially through the macropore system. In order to identify the form of subsurface flows and indirectly to confirm the role of macropores, an artificial tracing experiment was conducted. The transit speeds highlighted during this experiment are quick enough to conclude that the water contained in hillslopes contributes to the stormflow generation. Considering the physical and hydrodynamic properties of soils, only preferential flows can explain these transit speeds. In fact, from this experiment, it is not possible to know the nature of these preferential flows, but according to previous results it seems to be macropore flows.

Finally, according to the information collected in this study, a conceptual model is proposed in order to explain the hydrological behaviour of the Haute-Mentue. This model, which is based essentially on the extension of contributing areas and on the role of preferential flows, allows to explain in terms of mechanisms the hydrological and chemical responses highlighted by hydrograph decompositions while respecting observations done at the local scale.

Table des matières

Chapitre 1 Introduction

1.1	Objectif général	1
1.2	Problématiques et méthodes	2

Chapitre 2 Contexte de l'étude

2.1	Les processus de génération de crues	5
2.1.1	Écoulement de surface	7
2.1.2	Écoulement de subsurface	9
2.1.3	Variabilité des processus de génération de crues	12
2.2	Le traçage environnemental	13
2.2.1	Le principe	13
2.2.2	Les traceurs	14
2.2.3	Les modèles mathématiques de mélange	16
	La méthode EMMA	17
2.2.4	Historique des applications de traçage environnemental	18
2.3	Relation entre les processus et le traçage environnemental	21
2.3.1	Signatures isotopiques des écoulements de surface	21
2.3.2	Signatures isotopiques des écoulements de subsurface	22

Chapitre 3 Mise en oeuvre du traçage environnemental sur la Haute-Mentue

3.1	Présentation du bassin de la Haute-Mentue	25
3.1.1	Géologie et hydrogéologie	26
3.1.2	Morphologie et topographie	29
3.1.3	Pédologie	31
3.1.4	Occupation du sol	32
3.1.5	Climat et hydrométrie	33
3.2	Le choix du modèle géochimique pour la Haute-Mentue	34
3.3	Instrumentation et description de la campagne de mesures	36
3.3.1	Mesures hydrométriques	37
	Mesures des précipitations	37
	Mesures des hauteurs d'eau	40
	Contrôle des données	41
3.3.2	Echantillonnage des eaux	42
	Eaux de rivières	43
	Précipitations	44
	Eau du sol	46
3.3.3	Analyses chimiques	47

Cations majeurs et silicium	47
Anions majeurs	48
Oxygène-18	48

Chapitre 4 Analyse d'incertitude des modèles de mélange: application au cas de la Haute-Mentue

4.1	Contexte de l'analyse d'incertitude	49
4.2	Présentation de l'approche	51
4.3	Définition chimique des composantes	53
4.3.1	Eau de pluie	55
	Dynamique d'enrichissement en silice	57
4.3.2	Eau du sol	60
	Variabilité temporelle	63
4.3.3	Eau de la nappe	66
4.3.4	Synthèse de la définition chimique des composantes	68
4.4	Description des événements hydrologiques étudiés	70
4.5	Incertitude statistique	72
4.5.1	Variabilité de l'incertitude	72
4.5.2	Analyse globale	74
4.5.3	Facteurs de contrôle	75
4.6	Incertitude liée aux hypothèses des modèles	79
4.6.1	Approche comparative d'hypothèses alternatives	79
	Définition des hypothèses	79
	Comparaison de l'incertitude statistique	81
	Comparaison des réponses hydrologiques	83
4.6.2	Evaluation de l'effet de la variabilité chimique des composantes lors des événements pluvieux	85
4.7	Reproduction du signal isotopique ^{18}O à partir des résultats du modèle chimique de mélange	90
4.7.1	Présentation de la méthode	90
4.7.2	Considération de la variabilité temporelle du signal isotopique de la pluie	91
4.7.3	Comparaison du signal isotopique simulé et observé	94
4.8	Discussion et conclusions	95
4.8.1	Incertitude statistique	96
4.8.2	Incertitude de modélisation	97

Chapitre 5 Etude du comportement hydrologique à l'échelle du bassin versant par l'application du traçage environnemental

5.1	Applications antérieures du traçage environnemental sur la Haute-Mentue	102
-----	---	-----

5.2	Description des événements hydrologiques étudiés	104
5.3	Comparaison des réponses hydrologiques des sous-bassins de la Haute-Mentue	107
5.3.1	Analyse comparative des crues	107
5.3.2	Etude des réponses hydrologiques par l'application du traçage environnemental	109
	Définition chimique des composantes du modèle de mélange	109
	Incertitude des décompositions d'hydrogrammes.....	110
	Evénements du mois d'avril 1998.....	111
	Evénements du mois de septembre 1998	117
5.3.3	Variabilité temporelle	123
5.3.4	Variabilité spatiale	125
5.4	Identification des facteurs contrôlant les réponses hydrologiques	128
5.4.1	Présentation des résultats des régressions linéaires multiples	128
5.5	Conclusions de l'application du traçage environnemental.....	134

Chapitre 6 Analyses locales du comportement hydrique des versants

6.1	Suivi de la variation de l'humidité du sol.....	140
6.1.1	Technique de mesure de l'humidité du sol	140
6.1.2	Principe de la mesure de l'humidité du sol par Time Domain Reflectometry... ..	140
6.1.3	Mise en oeuvre de la TDR sur la Haute-Mentue	145
	Description du site	145
	Equipement TDR	147
6.1.4	Analyse de la variabilité de la teneur en eau du sol	151
6.1.5	Variabilité temporelle de l'humidité du sol	152
6.1.6	Analyse de la variabilité spatiale de l'humidité du sol	157
	Etude géostatistique de l'humidité du sol	157
6.2	Etude de la capacité d'infiltration des sols par la simulation de pluies.....	168
6.2.1	Equipement et principe de la mesure	169
6.2.2	Description de l'expérimentation.....	170
6.2.3	Propriétés physiques et hydriques des sols	171
6.2.4	Principaux résultats	172
	Etude de l'infiltration au site G.....	174
	Etude de l'infiltration au site F	176
6.3	Synthèse concernant le suivi des facteurs influant sur le régime hydrique.....	180

Chapitre 7 Identification des processus hydrologiques par l'association du traçage environnemental aux observations locales

7.1	Revue des processus hydrologiques proposés dans la littérature	184
7.1.1	Hypothèse des circulations locales induites par la microtopographie	185
7.2	Association de mesures de natures différentes.....	186
7.2.1	Traçage environnemental - TDR - piézomètres - simulateur de pluie	187

7.3	La nature des écoulements préférentiels.....	191
7.3.1	Les propriétés physiques et hydriques du sol.....	191
7.3.2	La microtopographie	193
7.3.3	Les macropores	198
7.3.4	Etude des écoulements préférentiels par l'application du traçage artificiel.....	200
7.4	Modèle conceptuel du comportement hydrologique du bassin de la Haute-Mentue	205
7.4.1	Hypothèse concernant la contribution de l'eau du sol	205
7.4.2	Le modèle conceptuel	210

Chapitre 8 Conclusions et perspectives

Bibliographie

Annexes

Liste des figures

Figure 1.	<i>Ruissellement par dépassement de l'infiltrabilité.</i>	7
Figure 2.	<i>Ruissellement par saturation et exfiltration.</i>	8
Figure 3.	<i>Écoulement par macropores.</i>	9
Figure 4.	<i>Effet piston.</i>	10
Figure 5.	<i>Intumescence de la nappe.</i>	11
Figure 6.	<i>Exemple d'une courbe caractéristique de conductivité hydraulique $K(\Theta)$.</i>	11
Figure 7.	<i>Tentative de définition des composantes extrêmes sur la base des échantillons récoltés au cours de l'année 1998 à Bois-Vuacoz.</i>	18
Figure 8.	<i>Modèle simplifié de la variabilité isotopique de l'eau de pluie, du sol et souterraine ...</i>	20
Figure 9.	<i>Situation géographique du bassin expérimental de la Haute-Mentue.</i>	26
Figure 10.	<i>Géologie du bassin de la Haute-Mentue.</i>	27
Figure 11.	<i>Représentation en trois dimensions de la topographie de la Haute-Mentue tirée du modèle numérique d'altitude MNA25 de l'Office Fédéral de la Topographie.</i>	30
Figure 12.	<i>Composantes du bilan hydrologique de la Haute-Mentue. Valeurs moyennes multiannuelles.</i>	33
Figure 13.	<i>Modèle de mélange de la Haute-Mentue construit sur la base des concentrations en silice et en calcium (modèle1).</i>	36
Figure 14.	<i>Stations hydrométriques et pluviographiques de la Haute-Mentue.</i>	38
Figure 15.	<i>Station hydrométrique de Bois-Vuacoz, composée d'un ouvrage hydraulique du type H-flume, d'un débitmètre MADD et d'un équipement d'échantillonnage des eaux de rivière (débitmètre ISCO 4220 et préleveur ISCO 2900).</i>	41
Figure 16.	<i>Double cumul de la pluie horaire moyenne et de la série de pluie horaire de la station ISM de Payerne.</i>	42
Figure 17.	<i>Fréquence d'échantillonnage des eaux de rivière, des précipitations et de l'eau du sol entre 1996 et 1998.</i>	43
Figure 18.	<i>Points d'échantillonnage des eaux de rivière, de pluie et du sol sur le bassin de la Corbassière.</i>	44
Figure 19.	<i>Système d'échantillonnage des eaux de pluie localisé à Chalet-du-Villars.</i>	45
Figure 20.	<i>Équipements d'échantillonnage des eaux du sol.</i>	46
Figure 21.	<i>Exemple d'un histogramme de contribution résultant d'une simulation par le modèle AIDH; contribution de l'eau du sol à Bois-Vuacoz le 13 septembre 1993 à 9h00.</i>	52

Figure 22.	<i>Exemple d'une séparation d'hydrogramme obtenue par le modèle AIDH; contribution de l'eau du sol à Bois-Vuacoz pour la période du 6 au 17 septembre 1993.....</i>	53
Figure 23.	<i>Répartition des eaux récoltées sur la Haute-Mentue en cinq catégories: eaux de pluie, eaux du sol acide, eaux des zones intermédiaires, eaux des zones d'exfiltration et eaux de la nappe.</i>	54
Figure 24.	<i>Concentrations en silice le long d'un profil de sol.</i>	57
Figure 25.	<i>Box-plot représentant la variabilité des concentrations en silice des eaux échantillonnées dans le sol au cours de l'année 1998.</i>	60
Figure 26.	<i>Box-plot représentant la variabilité des concentrations en calcium des eaux échantillonnées dans le sol au cours de l'année 1998.</i>	61
Figure 27.	<i>Délimitation des différentes catégories d'eau du sol sur la base de tous les échantillons récoltés au cours de la campagne 1992-1994</i>	62
Figure 28.	<i>Mise en relation des variations temporelles des concentrations en silice de l'eau des zones intermédiaires avec la pluviométrie et la profondeur de la nappe.</i>	64
Figure 29.	<i>Mise en relation des variations temporelles des concentrations en calcium de l'eau du sol avec la pluviométrie et la profondeur de la nappe.</i>	64
Figure 30.	<i>Variabilité de la silice dans le débit de base</i>	66
Figure 31.	<i>Variabilité du calcium dans le débit de base</i>	67
Figure 32.	<i>Pluie et débit enregistrés à Bois-Vuacoz (226'400 m²) du 20 au 22 mai 1993.....</i>	70
Figure 33.	<i>Pluie et débit enregistrés à Bois-Vuacoz (226'400 m²) du 7 au 17 septembre 1993 et indication de trois situations caractéristiques (a, b et c).</i>	71
Figure 34.	<i>Histogrammes des contributions des composantes obtenus par l'application du modèle AIDH pour les trois situations particulières (a, b, c) présentées dans la figure 33. ...</i>	73
Figure 35.	<i>Modèle de mélange à trois composantes de la Haute-Mentue (cas 1). Les barres se croisant aux sommets du triangle correspondent à l'étendue des distributions (minimum, médiane et maximum) des compositions chimiques des composantes.....</i>	73
Figure 36.	<i>Interpolation de l'écart-type des contributions pour respectivement a) les précipitations directes b) eau du sol c) la nappe profonde obtenue par l'application du programme AIDH (cas 4, Bois-Vuacoz septembre 1993).....</i>	74
Figure 37.	<i>Cas où les variabilités des concentrations en silice et en calcium sont les mêmes pour les trois composantes. Ecart-type des contributions a) des précipitations directes b) de l'eau du sol c) de la nappe profonde.....</i>	76
Figure 38.	<i>Cas d'un diagramme de mélange ayant la forme d'un triangle équilatéral. Ecart-type des contributions a) des précipitations directes b) de l'eau du sol c) de la nappe profonde.</i>	77
Figure 39.	<i>Cas sans variabilité du calcium. Ecart-type des contributions a) des précipitations directes b) de l'eau du sol c) de la nappe profonde.</i>	78

Figure 40.	<i>Diagramme de mélange utilisé pour la décomposition d'hydrogrammes dans l'étude de Bazemore et al. (1994).</i>	78
Figure 41.	<i>Définition chimique des composantes pour les quatre modèles alternatifs considérés pour l'analyse de l'incertitude "fondamentale".</i>	80
Figure 42.	<i>Diagrammes de mélange des quatre modèles alternatifs et représentation de la variabilité chimique respective des précipitations directes, de l'eau du sol acide et de la nappe profonde.</i>	81
Figure 43.	<i>Contributions des trois composantes pour les quatre modèles alternatifs et représentation de l'incertitude, caractérisée par les différences interquartiles 0.75 et 0.25 (Bois-Vuacoz septembre 1993).</i>	82
Figure 44.	<i>Représentation pour chaque modèle de l'incertitude (différence interquartile $Q(0.75) - Q(0.25)$) obtenue sur l'ensemble des séparations d'hydrogrammes.</i>	82
Figure 45.	<i>Comparaison du comportement hydrologique des quatre modèles alternatifs, représenté par la médiane des contributions a) des précipitations directes b) de l'eau du sol acide et c) de la nappe profonde.</i>	84
Figure 46.	<i>Analyse de sensibilité du modèle 4; représentation des modèles 4a, 4b et 4c qui se différencient du modèle 4 par une définition chimique différente de, respectivement, l'eau du sol, l'eau de la nappe profonde et des précipitations directes.</i>	87
Figure 47.	<i>Analyse de sensibilité; représentation des contributions médianes pour, respectivement, les précipitations directes, l'eau du sol acide et la nappe profonde des modèles 4, 4a, 4b et 4c.</i>	88
Figure 48.	<i>Enrichissement linéaire en silice de la composante "précipitations directes" au cours de l'événement pluvieux.</i>	89
Figure 49.	<i>Fonction d'influence du signal isotopique des pluies.</i>	93
Figure 50.	<i>Définition des caractéristiques de la fonction d'influence du signal isotopique des pluies.</i>	93
Figure 51.	<i>Comparaison des teneurs isotopiques des eaux de rivière simulées et observées. Les valeurs simulées sont représentées par les quartiles 0.25 et 0.75.</i>	94
Figure 52.	<i>Pluie et débit mesuré à l'exutoire de Bois-Vuacoz pendant le mois d'avril 1998.</i>	104
Figure 53.	<i>Précipitations et débit enregistrés à l'exutoire du bassin de Bois-Vuacoz pendant le mois de septembre 1998.</i>	106
Figure 54.	<i>Comparaison des débits spécifiques des quatre bassins faisant l'objet de l'application du traçage environnemental.</i>	107
Figure 55.	<i>Séparation des hydrogrammes de Bois-Vuacoz du mois d'avril 1998.</i>	111
Figure 56.	<i>Séparation des hydrogrammes de la Corbassière du mois d'avril 1998.</i>	113
Figure 57.	<i>Séparation des hydrogrammes d'Esserts du mois d'avril 1998.</i>	115
Figure 58.	<i>Séparation des hydrogrammes de Ruzillon du mois d'avril 1998.</i>	116

Figure 59.	Séparation des hydrogrammes de Bois-Vuacoz du mois de septembre 1998.	118
Figure 60.	Séparation des hydrogrammes de Corbassière du mois de septembre 1998.	119
Figure 61.	Séparation des hydrogrammes d'Esserts du mois de septembre 1998.	120
Figure 62.	Séparation des hydrogrammes de Ruzillon du mois de septembre 1998.	122
Figure 63.	Détermination du coefficient de tarissement du bassin de Bois-Vuacoz.	129
Figure 64.	Analyse de la répartition des résidus du modèle-SA.	131
Figure 65.	Vue d'ensemble du site TDR, multiplexeur au premier plan et boîtier central en arrière-plan au milieu de l'image.	146
Figure 66.	Sol typique du site de TDR de Bois-Vuacoz.	146
Figure 67.	Signal TDR affiché par le Tektronix et détermination de la longueur apparente d'une sonde.	147
Figure 68.	Schéma des sondes TDR utilisées sur la Haute-Mentue	149
Figure 69.	Lignes équipotentielles du champ électrique autour d'une sonde à deux tiges.	149
Figure 70.	Schéma de la configuration globale du réseau TDR installé à Bois-Vuacoz.	150
Figure 71.	Répartition spatiale des sondes pour la première configuration du réseau TDR.	151
Figure 72.	Répartition spatiale des sondes pour la deuxième configuration du réseau TDR.	151
Figure 73.	Séries d'humidité du sol enregistrées par les huit sondes du multiplexeur 4 au cours de la période de mai à octobre 1998.	152
Figure 74.	Evapotranspiration actuelle de la forêt pour l'année 1998.	153
Figure 75.	Corrélation médiane entre la pluie et les séries d'humidité du sol non filtrées enregistrées par les huit sondes du multiplexeur 8 au cours de la période de mai à octobre 1998.	154
Figure 76.	Corrélation entre deux séries d'humidité du sol mesurées par les sondes 2.5 et 7.7 entre le mois d'octobre et novembre 1997.	154
Figure 77.	Humidité du sol mesurée par les huit sondes du multiplexeur 4 pendant le mois d'août 1998 et représentation des plages des valeurs des teneurs en eau à saturation et pour un $pF = 2$ déterminées par des mesures en laboratoire.	155
Figure 78.	Humidité du sol mesurée par les huit sondes du multiplexeur 4 pendant la période d'octobre à novembre 1997 et représentation des plages des valeurs des teneurs en eau à saturation et pour un $pF = 2$ déterminées par des mesures en laboratoire.	155
Figure 79.	Variogramme et paramètres caractéristiques.	160
Figure 80.	Séries d'humidité du sol enregistrées au multiplexeur 4 pendant le mois de novembre 1997 et indications des cinq états d'humidité considérés dans l'analyse spatiale. ...	161
Figure 81.	Variogramme expérimental a) et modélisé b) pour l'état 4 ($\Delta h = 5$ m).	162

Figure 82.	Variogramme expérimental a) et modélisé b) pour l'état 4 ($\Delta h = 6$ m).....	163
Figure 83.	Indications des dix états d'humidité considérés dans l'analyse variographique au cours de la période de mai à novembre 1998 (Multiplexeur 4).....	165
Figure 84.	Variogramme expérimental a) et modélisé b) pour l'état 12 ($\Delta h = 4$ m).....	166
Figure 85.	Représentation des grandeurs caractéristiques des variogrammes (pépite, portée, palier) et de l'écart-type a priori pour l'ensemble des 15 états d'humidité étudiés..	167
Figure 86.	Schéma du mini-simulateur de pluie ORSTOM.	169
Figure 87.	Représentation graphique des principaux résultats obtenus par le simulateur de pluie.	173
Figure 88.	Représentation du ruissellement, de la succion de la matrice du sol, de la teneur en eau et du niveau de la nappe suite à la simulation d'une pluie d'intensité 116 mm/h et de durée de 30 minutes sur la parcelle G3.	175
Figure 89.	Représentation du ruissellement, de la succion de la matrice du sol, de la teneur en eau et du niveau de la nappe suite à la simulation d'une pluie d'intensité 53.5 mm/h et d'une durée de 30 minutes sur la parcelle F1.....	177
Figure 90.	Ruissellement sur la parcelle F1 lors du troisième essai du 23 mai 1996.....	178
Figure 91.	Flux du macropore, teneur en eau et niveau de la nappe lors de la simulation d'une pluie d'intensité 60 mm/h et de durée de 30 minutes sur la parcelle F2.	179
Figure 92.	Schéma conceptuel des mécanismes d'écoulements locaux induits par la microtopographie.....	186
Figure 93.	Réponses hydrologiques observées à Bois-Vuacoz entre le 5 novembre et le 2 décembre 1997 a) relation pluie-débit b) séparations des hydrogrammes présentées sous forme de quartiles (0.75, 0.50 et 0.25) c) mesures continues de l'humidité du sol par 8 sondes verticales (longueur 30 cm).....	188
Figure 94.	Variations du niveau de la nappe observées dans six piézomètres localisés à Bois-Vuacoz.	190
Figure 95.	Caractérisation de la décroissance de l'humidité du sol des 9 points sondés.....	192
Figure 96.	Courbe caractéristique moyenne $pF(\theta)$ du sol correspondant à la sonde 8.6 et caractérisation de sa forme par sa pente moyenne $\Delta pF/\Delta \theta$	192
Figure 97.	Relation entre la forme globale des courbes caractéristiques des sols et les variations d'humidité observées par mesures TDR.....	193
Figure 98.	Modèle numérique d'altitude du site TDR (résolution 1 mètre).	194
Figure 99.	Détermination de l'indice microtopographique (fenêtre mobile 25 m ²) pour l'ensemble du site TDR et représentation de la localisation des sondes TDR (croix claires).	195
Figure 100.	Caractérisation des dynamiques de variation de l'humidité du sol.....	195
Figure 101.	Relation entre les dynamiques de croissance et de décroissance de l'humidité du sol et l'indice microtopographique calculé avec une fenêtre mobile de 25 m ²	196

<i>Figure 102.</i>	<i>Représentation des différences d'altitude entre le plan moyen ajusté sur le MNA et l'altitude réelle des points.</i>	<i>197</i>
<i>Figure 103.</i>	<i>Relation entre les dynamiques de décroissance de l'humidité du sol et les différences entre les altitudes réelles des sondes TDR et leurs altitudes déduites du plan de régression.</i>	<i>197</i>
<i>Figure 104.</i>	<i>Macropore observé sur la rive droite de la Corbassière à proximité de l'exutoire de Corbamont.</i>	<i>198</i>
<i>Figure 105.</i>	<i>Suintement d'eau provenant de pores de quelques millimètres de diamètre.</i>	<i>199</i>
<i>Figure 106.</i>	<i>Représentation schématique de la disposition des équipements du traçage artificiel.</i>	<i>200</i>
<i>Figure 107.</i>	<i>Evénements pluie-débit observés à l'exutoire de Bois-Vuacoz entre le 21 octobre et le 2 novembre 1999.</i>	<i>202</i>
<i>Figure 108.</i>	<i>Evolution temporelle des concentrations de sulforhodamine G mesurées dans la rivière.</i>	<i>202</i>
<i>Figure 109.</i>	<i>Evolution temporelle des concentrations de l'uranine mesurées dans la rivière.</i>	<i>203</i>
<i>Figure 110.</i>	<i>Comparaison de la réponse de l'eau du sol avec l'enregistrement des concentrations de la sulforhodamine G et l'uranine.</i>	<i>204</i>
<i>Figure 111.</i>	<i>Séparation des hydrogrammes enregistrés à l'exutoire de Bois-Vuacoz lors de l'expérimentation de traçage artificiel.</i>	<i>207</i>
<i>Figure 112.</i>	<i>Modèle conceptuel du comportement hydrologique de Bois-Vuacoz.</i>	<i>211</i>
<i>Figure 113.</i>	<i>Concept du fonctionnement hydrologique d'un versant pentu à sol profond.</i>	<i>213</i>

Liste des tableaux

Tableau 1.	<i>Présentation des principaux isotopes stables et radioactifs utilisés en hydrologie et hydrogéologie.</i>	14
Tableau 2.	<i>Traceurs chimiques les plus couramment utilisés pour la décomposition des hydrogrammes.</i>	16
Tableau 3.	<i>Répartition des pentes en degrés de la Haute-Mentue et de ses sous-bassins.</i>	29
Tableau 4.	<i>Répartition des altitudes en mètres de la Haute-Mentue et de ses sous-bassins.</i>	30
Tableau 5.	<i>Données géographiques et occupation du sol des bassins de la Haute-Mentue.</i>	40
Tableau 6.	<i>Comparaison des propriétés physiques du sol de la case lysimétrique et des sols du site de Bois-Vuacoz.</i>	57
Tableau 7.	<i>Analyse de sensibilité de l'enrichissement en silice de l'eau du sol, estimée par une dynamique du premier ordre. La concentration à l'équilibre a été fixée à 15 mg/l et la concentration initiale à 0.1 mg/l.</i>	59
Tableau 8.	<i>Caractéristiques des réponses hydrologiques du 20 au 22 mai 1993.</i>	70
Tableau 9.	<i>Caractéristiques des réponses hydrologiques du 7 au 15 septembre 1993.</i>	72
Tableau 10.	<i>Caractéristiques principales des sept événements pluie-débit observés dans le bassin de Bois-Vuacoz pendant le mois d'avril 1998.</i>	105
Tableau 11.	<i>Caractéristiques principales des cinq événements pluies-débit observés dans le bassin de Bois-Vuacoz pendant le mois de septembre 1998.</i>	106
Tableau 12.	<i>Temps de réaction de la crue du 7 avril 1998.</i>	108
Tableau 13.	<i>Contributions relatives des trois composantes aux débits de pointes observés à Bois-Vuacoz au cours du mois d'avril 1998.</i>	112
Tableau 14.	<i>Contributions relatives des trois composantes aux débits de pointes observés à Corbassière au cours du mois d'avril 1998.</i>	114
Tableau 15.	<i>Contributions relatives des trois composantes aux débits de pointes observés à Esserts au cours du mois d'avril 1998.</i>	116
Tableau 16.	<i>Contributions relatives des trois composantes aux débits de pointes observés à Ruzillon au cours du mois d'avril 1998.</i>	117
Tableau 17.	<i>Contributions relatives des trois composantes aux débits de pointes observés à Bois-Vuacoz au cours du mois de septembre 1998.</i>	118
Tableau 18.	<i>Contributions relatives des trois composantes aux débits de pointes observés à Corbassière au cours du mois de septembre 1998.</i>	120
Tableau 19.	<i>Contributions relatives des trois composantes aux débits de pointes observés à Esserts au cours du mois de septembre 1998.</i>	121
Tableau 20.	<i>Contributions relatives des trois composantes aux débits de pointes observés à Ruzillon au cours du mois de septembre 1998.</i>	122

Tableau 21.	<i>Caractéristiques physiques des sous-bassins de la Haute-Mentue.</i>	126
Tableau 22.	<i>Récapitulation des coefficients de tarissement des sous-bassins de la Haute-Mentue. ...</i> <i>.....</i>	129
Tableau 23.	<i>Evaluation de la signification des coefficients du modèle-SA par l'application du test de Student.</i>	130
Tableau 24.	<i>Tableau d'ANOVA du modèle-SA.</i>	130
Tableau 25.	<i>Contributions des deux principales composantes à la génération des crues représentées en fonction des facteurs physiques et climatiques.</i>	136
Tableau 26.	<i>Constantes diélectriques des constituants du sol.</i>	141
Tableau 27.	<i>Paramètres du modèle de Topp.</i>	143
Tableau 28.	<i>Paramètres du modèle exponentiel pour les cinq états du mois de novembre 1997..</i>	164
Tableau 29.	<i>Paramètres des variogrammes modélisés pour les 10 états de l'année 1998.</i>	166
Tableau 30.	<i>Conductivité hydraulique à saturation K_s [mm/h] déterminée par un perméamètre à charge constante.</i>	172
Tableau 31.	<i>Synthèse des résultats de la campagne de mesure effectuée sur la Haute-Mentue avec le mini-simulateur de pluie ORSTOM.</i>	173

Liste des annexes

<i>Annexe 1</i>	<i>Informations complémentaires concernant le bassin expérimental de la Haute-Mentue</i>	<i>ii</i>
<i>Annexe 2</i>	<i>Principe général du modèle AIDH.....</i>	<i>iv</i>
<i>Annexe 3</i>	<i>Variabilité temporelle des concentrations en silice et en calcium dans l'eau des zones intermédiaires.....</i>	<i>v</i>
<i>Annexe 4</i>	<i>Analyse de l'incertitude statistique du modèle de mélange de la Haute-Mentue</i>	<i>vi</i>
<i>Annexe 5</i>	<i>Considération de la variabilité temporelle du signal isotopique de la pluie</i>	<i>ix</i>
<i>Annexe 6</i>	<i>Description des événements hydrologiques étudiés lors de l'application du traçage environnemental</i>	<i>x</i>
<i>Annexe 7</i>	<i>Représentation graphique des modèles de mélange utilisés pour décomposer les hydrogrammes de la Haute-Mentue des mois d'avril et septembre 1998.....</i>	<i>xii</i>
<i>Annexe 8</i>	<i>Comparaison des réponses hydrologiques.....</i>	<i>xv</i>
<i>Annexe 9</i>	<i>Rappel théorique de la méthode des régressions linéaires multiples</i>	<i>xviii</i>
<i>Annexe 10</i>	<i>Détermination de la teneur en eau des sols par mesures TDR.....</i>	<i>xxii</i>
<i>Annexe 11</i>	<i>Schéma de l'équipement TDR.....</i>	<i>xxiii</i>
<i>Annexe 12</i>	<i>Détermination de l'infiltrabilité du sol par simulation de pluie</i>	<i>xxiv</i>
<i>Annexe 13</i>	<i>Courbes caractéristiques pF(θ) des sols du site TDR.....</i>	<i>xxv</i>

Introduction

1.1 Objectif général

L'objectif principal de ce travail est l'amélioration de la compréhension du fonctionnement hydrologique des bassins versants. Afin d'atteindre cet objectif cette étude est construite essentiellement sur l'observation et la mesure à l'intérieur du bassin versant des phénomènes hydrologiques contrôlant la génération des crues. Cette recherche est de nature fondamentale, car elle vise à identifier et expliquer les processus qui sont à l'origine de la formation du débit. De façon synthétique, cette étude cherche à répondre aux questions suivantes:

- Comment le débit de la rivière est-il produit?
- D'où vient l'eau?
- Quels cheminements emprunte-t-elle pour rejoindre la rivière?
- Quelle est sa vitesse de transit?

Le but de l'hydrologie fondamentale est de repousser toujours plus loin les limites de la compréhension des phénomènes naturels. De telles recherches ne sont pas conduites uniquement pour la beauté de l'exercice scientifique, elles présentent le plus souvent un intérêt pour la société, même si parfois il n'est pas directement perceptible. Dans le cas de l'hydrologie, l'utilité des études fondamentales semble évidente.

D'une façon générale, une meilleure compréhension des mécanismes hydrologiques devrait conduire à une amélioration des prévisions hydrologiques. De nos jours, face à la croissance de la population humaine

et à l'intensification de ses activités il est important pour des raisons essentiellement de sécurité et de gestion de ressources naturelles d'être à même de faire des prévisions de qualité. Les besoins sont multiples, par exemple face aux problèmes très actuels des crues extrêmes et des inondations, il est indispensable d'avoir à disposition des outils efficaces pour évaluer les dangers. En relation directe avec ces problématiques, la prévision des effets des changements climatiques ou de l'occupation du sol nécessite également une parfaite compréhension du comportement hydrologique des bassins versants et une bonne identification des facteurs qui le contrôlent. Plus généralement, ce type de modifications affecte le cycle de l'eau dans son ensemble, ce qui a pour conséquence le plus souvent de limiter la disponibilité des ressources en eau pour l'alimentation en eau potable ou leurs exploitations agricoles et énergétiques. Un autre type d'application est l'évaluation de l'impact, des conséquences des pollutions locales (ex: lessivats de décharges) et diffuses (ex: contamination par les nitrates due à une surexploitation agricole) sur la qualité des eaux de surfaces ou souterraines.

D'une façon générale les modèles hydrologiques actuellement à disposition ne sont pas adaptés pour ce genre de prévisions. En effet, l'application des modèles nécessite en général un certain calibrage effectué en comparant les simulations aux séries observées. Une telle approche ne permet pas de faire des prévisions pour des cas inconnus (ex: bassin versant non jaugé) ou des situations nouvelles (ex: changements climatiques ou d'occupation du sol) où aucune série d'observations n'est à disposition. D'autre part, les modèles hydrologiques, malgré la complexité de certains (ex: modèle distribué à base physique), ne parviennent généralement pas à reproduire les processus et les réponses hydrologiques observés à l'intérieur des bassins versants. Avec de tels outils, il est alors difficile voire impossible de prédire les conséquences d'événements particuliers, tels que des pollutions ou des pluies extrêmes. L'amélioration des prévisions semble passer alors forcément par une meilleure conceptualisation des modèles hydrologiques. Dans ce contexte, il semble donc primordial de poursuivre l'étude fondamentale des réponses hydrologiques afin d'obtenir une meilleure compréhension des processus hydrologiques et ainsi de mieux concevoir les modèles hydrologiques.

1.2 Problématiques et méthodes

Au cours de ces trente dernières années, le traçage environnemental a joué un rôle primordial dans la remise en cause et le renouvellement des conceptions hydrologiques concernant la genèse des débits. La décomposition isotopique des hydrogrammes a permis de montrer que les crues dans les bassins versants naturels des régions à climat tempéré sont composées en grande partie par de l'eau préexistante, autrement dit qui était présente dans le bassin versant avant le début de l'événement pluie-débit. Actuellement une des principales préoccupations de la recherche en hydrologie fondamentale est d'expliquer en termes de processus hydrologiques comment cette eau parvient à contribuer aussi fortement et rapidement à la génération des crues. Cette explication constitue le principal but de la présente étude.

Cette étude sera basée essentiellement sur l'application du traçage environnemental au cas du bassin expérimental de la Haute-Mentue. Avant de passer à cette application proprement dite une analyse d'incertitude des modèles de décomposition d'hydrogrammes sera effectuée. Le but de cette analyse est de valider l'utilisation de ces modèles par l'identification de leur incertitude. L'incertitude des modèles

de mélange sera estimée grâce à des simulations de type Monte-Carlo. Afin d'automatiser cette procédure un programme informatique sera développé. Il permettra d'évaluer systématiquement l'incertitude des séparations d'hydrogrammes qui seront effectuées dans la suite du travail.

Dans un premier temps les processus hydrologiques seront étudiés à l'échelle du bassin versant grâce à l'application du traçage environnemental. Afin d'identifier plus précisément les facteurs qui contrôlent le comportement hydrologique des bassins versants une approche par bassin comparatif sera adoptée. Dans un contexte naturel, il est difficile voire impossible d'analyser individuellement le rôle de chaque paramètre (ex: géologique, conditions antécédentes d'humidité ...). Idéalement il faudrait pouvoir comparer le comportement hydrologique de plusieurs bassins versants semblables présentant une différence uniquement pour le paramètre en question. En réalité cette situation est quasiment inexistante. Un moyen de s'en approcher est de travailler avec des bassins proches les uns des autres. Cela permet de garantir une certaine homogénéité des conditions hydriques et de limiter les différences physiques entre les bassins. Ainsi, on s'approche du cas idéal en isolant l'effet d'un nombre restreint de paramètres physiques sur le comportement hydrologique des bassins versants.

Dans le cadre de ce travail l'expérimentation de traçage environnemental sera conduite en même temps dans quatre sous-bassins de la Haute-Mentue. L'analyse de la variabilité spatiale et temporelle des réponses hydrologiques de ces sous-bassins devrait permettre d'identifier les facteurs qui contrôlent leur comportement hydrologique. La relation entre ces facteurs et les réponses hydrologiques sera alors étudiée de façon formelle lors d'une analyse statistique basée sur le développement de régressions linéaires multiples.

L'application du traçage environnemental fournit une image globale du comportement hydrologique du bassin versant, mais elle ne permet pas de déterminer de façon précise quels sont les mécanismes impliqués dans la génération du débit. Dans la littérature hydrologique beaucoup d'attention a été donnée aux résultats du traçage environnemental mais pour l'instant peu d'études ont veillé à identifier les mécanismes qui pourraient expliquer les réponses hydrologiques et géochimiques des bassins versants (Bonell, 1993; Iorgulescu, 1997). Cette identification des mécanismes hydrologiques semble passer forcément par l'observation ou la mesure à l'intérieur des bassins versants (McDonnell, 1990; Bonell, 1993; Ambroise, 1998). Par conséquent, dans la seconde partie de ce travail, afin d'expliquer en termes de processus hydrologiques les résultats du traçage environnemental, des expérimentations à l'échelle locale (Time Domain Reflectometry, traçage artificiel, simulateur de pluie, mesures piézométriques) seront conduites. Plus précisément, le but de ces expérimentations sera de découvrir par quels mécanismes l'eau de subsurface parvient à rejoindre suffisamment rapidement la rivière pour contribuer de façon significative à la génération des crues.

Finalement dans la dernière partie de ce travail, les observations faites au cours des différentes expérimentations de terrain seront combinées. Ceci devrait fournir un nouvel éclairage concernant les mécanismes hydrologiques. En effet, l'association d'informations de natures différentes telles que le traçage environnemental avec les mesures TDR devrait permettre de mieux contraindre les hypothèses concernant le comportement hydrologique du bassin versant, ce qui devrait conduire à une meilleure identification des processus hydrologiques impliqués dans la génération du débit.

Contexte de l'étude

2.1 Les processus de génération de crues

Avant tout, il semble important de retracer brièvement l'état de l'art de l'hydrologie fondamentale ou plus précisément de l'étude des processus hydrologiques. Cette présentation permettra également de définir les principaux termes utilisés tout au long de cette étude pour décrire les processus hydrologiques.

En s'inspirant de la classification de Ward et Robinson (1990), Musy et Higy (1998) distinguent quatre cheminements principaux que l'eau emprunte pour rejoindre la rivière.

- les précipitations directes à la surface de l'eau ("direct precipitation")
- les écoulements de surface ("overland flow")
- les écoulements de proche subsurface ("throughflow")
- les écoulements souterrains ("groundwater flow")

Cette classification n'est bien évidemment pas la seule possible. A vrai dire, aucune classification des processus ne fait l'unanimité auprès des hydrologues. Il existe une certaine confusion concernant les termes utilisés pour décrire les écoulements d'eau à l'intérieur des bassins versants. Dans le cadre de ce travail, les définitions des sources d'écoulement proposées par Ward et Robinson (1990) seront retenues. Afin d'éviter toute confusion ces définitions sont reprises ci-dessous.

Le principe des **précipitations directes à la surface de l'eau** est implicite. C'est la fraction des pluies qui précipitent directement sur le réseau hydrographique. La contribution de cette composante est

relativement limitée étant donné que le réseau hydrographique, à l'exception des lacs, recouvre une très faible partie des bassins versants. Il faut cependant relever que, lors d'événements pluvieux prolongés, le réseau hydrographique peut fortement s'étendre et ainsi augmenter sensiblement la contribution de ce mécanisme à la génération des crues.

En résumé, les **écoulements de surface** sont composés soit d'eau ne pouvant pas s'infiltrer dans le sol (ruissellement) soit d'eau d'exfiltration. Ces eaux suivent alors des cheminements de surface pour rejoindre la rivière. Le ruissellement apparaît quand l'eau ne peut plus s'infiltrer dans le sol soit parce que l'intensité des pluies dépasse l'infiltrabilité du sol soit parce que le sol est saturé. L'exfiltration se déclenche quand la capacité du sol à transmettre un flux latéral est dépassée, l'eau de subsurface rejoint alors la surface du sol. Dans les zones recouvertes de végétation, le ruissellement par dépassement de la capacité d'infiltration est marginal. En effet, la capacité d'infiltration des sols sous couvert végétal est, en règle générale, très élevée. Toutefois, ce type d'écoulement de surface peut être important dans des cas particuliers tels que les sols saturés, les sols très secs (hydrophobie), les sols détériorés par surexploitation agricole ou encore les sol gelés.

Le terme d'**écoulement de proche subsurface** est utilisé pour décrire les eaux qui s'infiltrent et se déplacent latéralement dans les horizons supérieurs du sol en direction de la rivière. Ces écoulements se produisent au-dessus de la nappe permanente soit à travers la zone non saturée soit à travers une nappe perchée. Les écoulements de proche subsurface sont actifs essentiellement dans les sols où la conductivité hydraulique latérale est nettement supérieure à la conductivité verticale. Cette situation est certainement la plus classique. En effet, mis à part les cas où les sols sont détériorés (compaction), la conductivité hydraulique décroît en général avec la profondeur. La macroporosité du sol favorise également les écoulements de proche subsurface. Ce type d'écoulement est actif essentiellement lorsque le sol est proche de la saturation.

D'une façon générale, exception faite des zones à forte pente où les écoulements de proche subsurface dominent, la majorité des pluies s'infiltrer dans le sol, percole et rejoint la nappe profonde. Une partie de cette eau rejoint alors la rivière par des **écoulements souterrains** à travers la zone saturée. Étant donné que l'eau circule très lentement à travers le sol, l'alimentation de la rivière par les écoulements souterrains est retardée de plusieurs jours, mois voire même de plusieurs années par rapport aux pluies. Les écoulements souterrains sont en général très réguliers, ce qui est caractéristique de la lente vidange de l'eau stockée dans le sol et dans la roche. Toutefois grâce essentiellement aux applications du traçage environnemental, il a été montré que l'eau de subsurface réagit rapidement face aux impulsions des pluies et ainsi contribue de façon significative à la génération des crues.

Dans la suite du rapport les termes suivants seront également utilisés pour décrire les écoulements: le ruissellement de surface, les écoulements de subsurface, l'écoulement direct et le débit de base. Le **ruissellement de surface** correspond à la partie du ruissellement total qui rejoint l'exutoire du bassin versant en suivant des écoulements de surface. Cependant dans certaines circonstances le ruissellement de surface inclut également une partie de l'écoulement de subsurface qui émerge à la surface du sol à proximité de la rivière (exfiltration). L'**écoulement de subsurface** correspond à la somme des écoulements de proche subsurface et des écoulements souterrains. L'**écoulement direct**, qui constitue la majorité des crues, est composé des précipitations directes, du ruissellement de surface et de l'écoulement rapide de proche subsurface. Le **débit de base** peut être défini comme l'écoulement

soutenu, prolongé. Il est composé de l'écoulement souterrain et du débit retardé de proche subsurface.

La description des écoulements de surface et de subsurface est reprise plus en détail ci-dessous. Dans le texte qui suit, les mécanismes hydrologiques qui ont été le plus couramment retenus dans la littérature pour expliquer la génération des crues sont présentés et détaillés.

2.1.1 Ecoulement de surface

La théorie de Horton (1933) a été longtemps acceptée par la communauté hydrologique comme étant l'explication principale de la génération des crues. Le concept de l'hydrogramme unitaire (Sherman, 1932) qui s'inspire directement de cette théorie est d'ailleurs encore largement utilisé en hydrologie opérationnelle. Le concept de Horton (1933) est basé sur la notion de limite d'infiltrabilité des sols. En effet, la théorie est basée sur le principe que tant que la capacité d'infiltration du sol n'est pas dépassée la totalité de la pluie s'infiltré, mais dès que les précipitations dépassent cette capacité le surplus d'apport d'eau ruisselle à la surface du sol. L'eau qui ruisselle forme ainsi l'écoulement rapide de crue, par contre l'eau infiltrée contribue beaucoup plus lentement à la recharge des nappes et au maintien du débit de base (fig. 1).

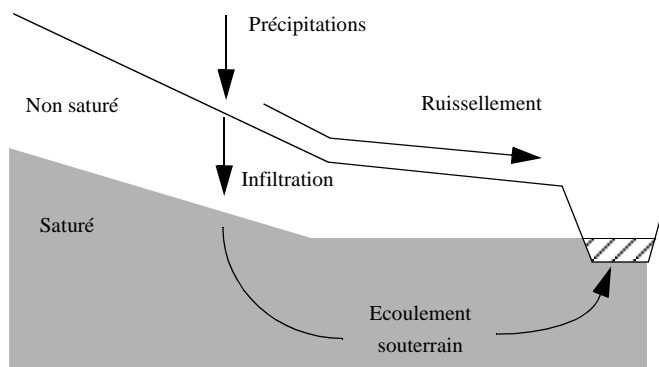


Figure 1. Ruissellement par dépassement de l'infiltrabilité (inspiré Ward et Robinson, 1990).

Cette représentation correspond en fait à un cas particulier. Le principe du ruissellement hortonien est valable par exemple dans le cas de sols dépourvus de couvert végétal sous climat aride ou dans le cas des zones urbaines. Cependant, dans les régions à climat tempéré, en particulier où la forêt domine, la capacité d'infiltration des sols est souvent très élevée. De nombreuses études ont montré qu'en climat tempéré les crues sont fréquemment générées par des pluies dont l'intensité est inférieure à l'infiltrabilité des sols (par ex: Hewlett et Hibbert, 1967; Jordan, 1994a). Dans un tel cas le mécanisme du ruissellement hortonien ne permet pas d'expliquer la génération des crues. Le **ruissellement par dépassement de l'infiltrabilité** ("infiltration excess surface runoff") n'est apparemment pas un mécanisme majeur de la génération des crues en climat tempéré. Toutefois, il ne doit pas être totalement réfuté. En effet, il peut être actif dans des zones spécifiques du bassin versant. A ces endroits, l'eau ruisselant à la surface du sol contribue soit directement à la génération des crues soit s'infiltré plus en aval sur le versant

(Ambroise, 1998).

Cappus (1960) est certainement le précurseur des concepts de **ruissellement par saturation** ("saturation overland flow") et des **surfaces contributives variables** ("variable source area"). Toutefois, sa contribution a eu peu d'écho auprès de la communauté des hydrologues. Ces deux concepts ont été reconnus plus tard suite aux travaux de Hewlett et Hibbert (1967). Ces derniers suggèrent que l'eau transitant à travers le sol par infiltration ou par écoulements de proche subsurface alimente les zones adjacentes à la rivière où la nappe est proche de la surface du sol. Ainsi, les fonds de vallées seaturent au fur et à mesure que le niveau de la nappe atteint la surface du sol. Par conséquent, la pluie arrivant sur ces surfaces ne peut plus s'infiltrer et ruisselle à la surface du sol (fig. 2). Hewlett et Hibbert (1967) suggèrent que seules ces surfaces saturées contribuent à l'écoulement rapide de crues. Dans le reste du bassin versant, ils supposent que la pluie s'infiltré dans le sol où elle transite ou s'accumule. Les surfaces contributives varient au cours du temps. Si les pluies sont prolongées, les surfaces saturées peuvent alors s'étendre à l'intérieur du bassin. L'extension des surfaces contributives dépend d'une façon générale de la topographie du bassin versant et des conditions hydriques de ce dernier.

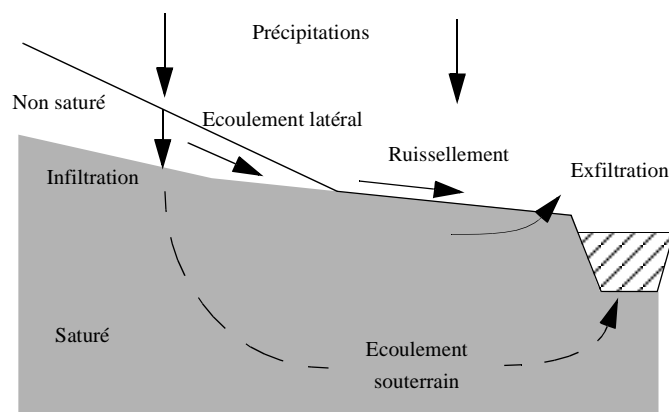


Figure 2. Ruissellement par saturation et exfiltration (inspiré de Ward et Robinson, 1990).

Par la suite l'étude de Dunne et Black (1970) est venue confirmer le rôle central que tiennent les surfaces saturées dans la génération des crues. C'est la première étude qui a introduit de façon explicite le concept du ruissellement par saturation. Par ailleurs, cette étude suggère que la crue n'est pas composée uniquement de ruissellement sur surfaces saturées. En effet, ils supposent qu'une forte proportion d'eau souterraine s'exfiltre et participe ainsi à la crue (fig. 2). Ce processus d'**exfiltration** ("return flow"), nommé aussi écoulement de retour, s'active lorsque l'apport de l'écoulement de subsurface dépasse la capacité du sol à transmettre un flux d'eau transversal. Dans ce cas l'écoulement de subsurface émerge à la surface du sol. Dans la plupart des zones ripariennes la nappe et la frange capillaire sont proches de la surface du sol, ceci constitue donc un état favorable à l'émergence de l'écoulement de retour. En effet, un faible apport d'eau permet de saturer le sol et d'induire l'exfiltration des eaux de subsurface.

2.1.2 Écoulement de subsurface

La contribution des écoulements de subsurface à la génération des crues a été mis en avant par Hursh (1936) pour ainsi dire à la même époque que la publication des travaux de Horton. Mais au contraire du mécanisme de ruissellement par dépassement de l'infiltrabilité proposé par ce dernier, il a fallu beaucoup plus de temps à la communauté scientifique pour concevoir et reconnaître la contribution des eaux souterraines à l'écoulement rapide de crues. Ceci est probablement dû au fait que les mécanismes permettant d'expliquer le rapide transfert de l'eau à travers le sol sont beaucoup plus difficiles à concevoir et identifier (Ambroise, 1998).

Le premier mécanisme invoqué pour expliquer la contribution des écoulements de subsurface à la génération des crues a été les **écoulements par macropores** (Hursh, 1944). Les écoulements par macropores se produisent le long de fissures, dans des trous creusés par des animaux ou des insectes, dans des conduits occupés anciennement par des racines ou dans tout vide du sol de même nature qui est entouré par la matrice du sol partiellement saturée (fig. 3). L'eau contenue dans le système de macropores se déplace rapidement à travers une faible fraction du volume des pores pendant de courtes périodes. En comparaison l'eau de la matrice du sol se déplace lentement à travers un grand volume de pores et son temps de résidence est beaucoup plus grand. Sous l'effet de la capillarité cette eau se déplace dans toutes les directions; par contre dans le système de macropores la gravité est la force motrice principale (Germann et Beven, 1986). Les macropores peuvent ainsi acheminer très rapidement à travers le sol de grandes quantités d'eau vers la rivière. Les écoulements par macropores ne se produisent pas uniquement dans de grandes cavités du sol, ils sont également actifs dans des pores ayant un diamètre relativement réduit. A ce sujet, Luxmoore (1981) attribue à la macroporosité tous les pores dont le diamètre est supérieure à 1 mm. A vrai dire, sa définition de la macroporosité n'est pas uniquement basée sur la taille des pores, il y associe également une tension capillaire (> -3 mbar) et un type d'écoulement (écoulement en conduit).

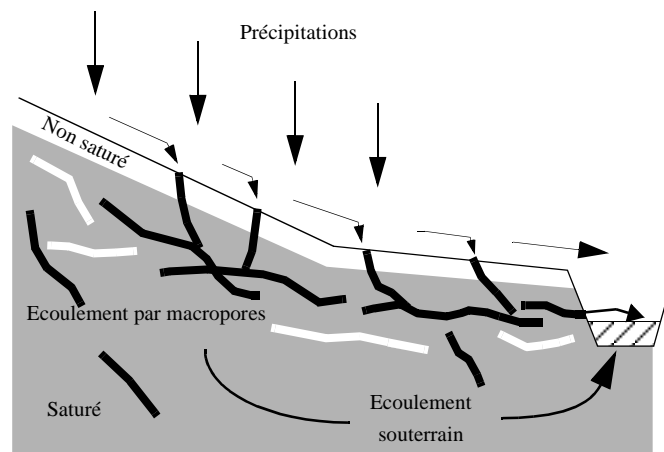


Figure 3. Écoulement par macropores.

Beven et Germann (1982) ont formalisé de façon claire le fonctionnement du système des macropores. Lors d'une précipitation, l'eau commence par s'infiltrer dans le sol, puis si la pluie dépasse la capacité d'infiltration de la matrice, l'excès d'eau s'infiltre dans les macropores connectés à la surface du sol. Une grande partie de cette eau rejoint la matrice du sol, attirée par les forces capillaires qui s'exercent sur les

parois des macropores. Les écoulements dans les macropores s'activent réellement seulement quand leur environnement proche est saturé. Les écoulements par macropores sont du type turbulent et par conséquent la loi de Darcy n'est plus applicable. Germann et Beven (1986) ont alors proposé une méthode basée sur la théorie des ondes cinématiques pour appréhender les écoulements par macropores.

Mis à part les écoulements par macropores d'autres mécanismes ont été proposés dans la littérature pour tenter d'expliquer la contribution de l'eau de subsurface à la génération des crues. La plupart de ces mécanismes supposent que les écoulements latéraux de subsurface sont produits par des processus diffus impliquant des flux d'eau matricielle. C'est le cas par exemple du processus d'**effet piston** ("translatory flow") proposé par Hewlett et Hibbert (1967). Le concept général de ce mécanisme est le suivant: l'eau contenue dans le sol avant le début de l'événement pluvieux est chassée par l'eau de pluie (fig. 4). Plus précisément chaque impulsion induite par une nouvelle pluie est transmise quasiment simultanément à la base du versant par propagation d'une onde de pression libérant ainsi à la base du versant de l'eau. Ce déplacement d'eau ne peut être activé que lorsque le déficit de stockage dans le sol est déjà pratiquement comblé.

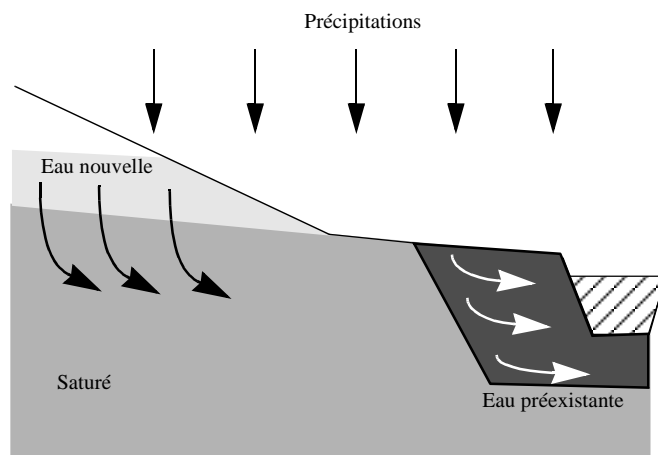


Figure 4. Effet piston.

Une autre explication susceptible d'expliquer les importants écoulements de subsurface est la formation de nappes perchées. L'eau qui s'infiltre verticalement à travers la matrice du sol peut être ralentie voire même bloquée par une couche moins perméable, du fait d'une diminution progressive de la porosité en profondeur ou bien d'une discontinuité structurale ou texturale dans le profil. Les conditions humides de cette zone favorisent l'écoulement latéral des eaux matricielles vers le réseau hydrographique. Cet écoulement peut être favorisé par l'**accroissement de la transmissivité latérale par saturation du sol** ("transmissivity feed-back"). En effet, Bishop (1991) indique que la saturation rapide des horizons proches de la surface du sol induit une forte croissance de la conductivité hydraulique. L'accroissement de la teneur en eau de seulement quelques pour cent peut produire une augmentation de la conductivité hydraulique d'un ordre de grandeur. Pour que ce mécanisme soit efficace il faut que le déficit en eau de la zone non saturée soit limité.

L'**intumescence de la nappe** ("groundwater ridging") peut également considérablement augmenter la contribution de la nappe à la génération des crues (Sklash et Farvolden, 1979). Ce mécanisme est lié à l'existence d'une frange capillaire (couche située au-dessus de la nappe et dont les pores sont quasiment

tous saturés). Si le niveau de la frange capillaire se situe près de la surface du sol (exemple dans le cas des pieds de pente ou des fonds de vallée), un faible apport d'eau peut conduire à une montée rapide de la nappe. Ce soulèvement crée alors un gradient de charge hydraulique qui force les écoulements de la nappe vers la rivière. Cette montée rapide de la nappe a été observée lors de plusieurs études menées aussi bien en laboratoire que sur le terrain (Abdul et Gillham, 1984a; Abdul et Gillham, 1984b).

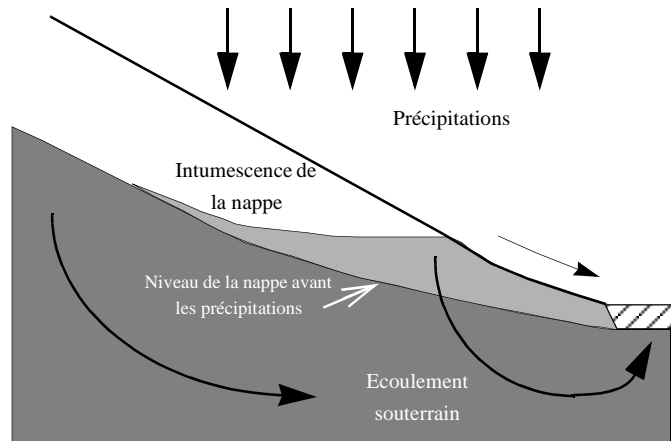


Figure 5. Intumescence de la nappe.

Il est intéressant de remarquer que l'activation de l'ensemble de ces mécanismes (écoulement par macropores, effet piston, accroissement de la transmissivité latérale par saturation du sol et intumescence de la nappe) nécessitent que la partie active du sol soit préalablement proche de la saturation. Dans ce cas, un petit apport d'eau permet d'accroître considérablement la conductivité hydraulique du sol. La figure 6 illustre d'une façon simple le principe de ce concept.

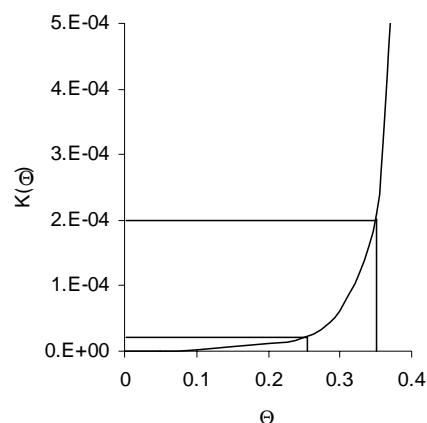


Figure 6. Exemple d'une courbe caractéristique de conductivité hydraulique $K(\Theta)$.

Le passage de la teneur en eau de 0.25 à 0.35 augmente la conductivité hydraulique d'un ordre de grandeur, elle passe de $2 \cdot 10^{-5}$ [m/s] à $2 \cdot 10^{-4}$ [m/s]. La rapide et forte contribution de l'eau de subsurface à la génération des crues semble donc essentiellement due à cet accroissement de la conductivité hydraulique du sol quand le sol est proche de la saturation.

2.1.3 Variabilité des processus de génération de crues

La diversité des processus proposés dans la littérature pour expliquer la génération des crues ne doit pas être perçue comme une situation contradictoire. En effet l'ensemble de ces processus permet d'expliquer tout un continuum de situations rencontrées sur le terrain, depuis des crues de ruissellement de surface pur jusqu'à une contribution essentiellement de subsurface. En fait, les débits sont générés, le plus souvent par plusieurs processus simultanément ou successivement, avec des combinaisons très variables dans le temps et dans l'espace. L'activation et l'interaction des processus hydrologiques à l'intérieur des bassins versants dépendent de la combinaison d'un ensemble de facteurs. En s'inspirant du travail d'Ambroise (1998), ces facteurs ont été regroupés ici selon quatre catégories principales: les **paramètres météorologiques**, l'**occupation du sol**, les **conditions hydriques** et les **propriétés physiques**.

A priori, la génération des crues est liée directement avec la **météorologie**. La réponse hydrologique d'un bassin versant dépend essentiellement de la nature (pluie, neige), de l'intensité et du volume des précipitations. Cependant d'autres paramètres tels que le rayonnement solaire, la température, la pression atmosphérique, la vitesse du vent influencent également la génération des écoulements de façon directe ou indirecte. La nature des précipitations dépend en grande partie de la température de l'air. Ce paramètre est important car il influence également l'évapotranspiration et donc indirectement la variation du stock d'eau. La variation de la température du sol modifie directement le cheminement des écoulements. Si le sol est gelé, alors l'eau ne peut plus s'infiltrer et ruisselle à la surface du sol.

L'évapotranspiration contrôle en partie les stocks d'eau et par conséquent influence indirectement la génération des écoulements. La demande évaporative, qui exprime la capacité d'extraction de vapeur d'eau exercée par l'atmosphère sur le système sol-végétation, est conditionnée par le rayonnement net, la pression partielle de vapeur et le vent (Musy et Soutter, 1991). Cependant l'évapotranspiration est dépendante avant tout de la couverture du sol ou plus particulièrement du type de végétation et de son stade de développement. La végétation par interception agit également sur les apports d'eau. D'une façon plus générale l'**occupation du sol** a un effet direct sur les mécanismes hydrologiques. En milieu forestier, où la porosité du sol est importante, les écoulements d'eau se produisent essentiellement en subsurface. Par contre, en milieu urbain ou dans les zones agricoles où les sols sont tassés par surexploitation, les écoulements se concentrent à la surface du sol.

La réaction hydrologique d'un même bassin versant face à des apports d'eau identiques (même nature, même volume et même intensité) n'est pas forcément semblable. La réponse hydrologique dépend fortement des **conditions hydriques** initiales. L'humidité du sol et l'état des réserves souterraines contrôlent aussi bien le déclenchement des écoulements que les échanges avec l'atmosphère (évapotranspiration). Le sol constitue une interface d'échange capitale dans le cycle hydrologique. C'est à ce niveau que la répartition des eaux se fait entre l'atmosphère, la surface du sol et le sous-sol. Le stockage d'eau à la surface du sol a également une influence sur la génération des écoulements, mais elle est beaucoup plus modeste.

La pesanteur étant le moteur essentiel des écoulements liquides, une **propriété physique** importante de la genèse des débits est la topographie (de la surface comme des niveaux souterrains). Les écoulements à l'intérieur du bassin dépendent essentiellement de la pente, de la longueur et de la forme générale des

versants (concavité-convexité, convergent-divergent; voir par ex: Tsukamoto et Ohta, 1988). A vrai dire la morphologie a une influence plus générale sur les facteurs hydrologiques. En effet, elle influence l'étendue de l'altération des formations géologiques, la profondeur et la position des zones saturées, la teneur en eau du sol, la croissance et l'évapotranspiration des végétaux.

Les propriétés physiques du sol telles que la rugosité de surface, la texture, la porosité, la fissuration, ont également un lien direct avec la formation des écoulements. Ces caractéristiques contrôlent l'aptitude des sols à transmettre des flux d'eau (ex: conductivité hydraulique à saturation). Selon les propriétés physiques du sol et les conditions hydriques du milieu, soit l'eau s'écoule à la surface du sol soit elle s'infiltré.

La météorologie, l'occupation du sol, les conditions hydriques et les propriétés du sol sont en fait étroitement liées. La répartition spatiale et la variation temporelle de ces paramètres sont fortement dépendantes les unes des autres. De par cette interdépendance, il est difficile d'analyser, d'identifier séparément le rôle de ces paramètres dans le contexte naturel du bassin versant.

2.2 Le traçage environnemental

2.2.1 Le principe

D'une façon générale, le traçage environnemental apporte des informations très précieuses concernant le fonctionnement hydrologique du bassin versant. Les applications au domaine de l'hydrologie sont essentiellement de deux types: la détermination du temps de résidence de l'eau par suivi pluriannuel des signaux isotopiques des précipitations et des débits (voir par exemple: Maloszewski et al., 1983) et l'étude de la genèse des crues par la décomposition des hydrogrammes (voir Buttle, 1994, pour une revue). Dans le cadre de ce travail le traçage environnemental sera appliqué uniquement en vue de l'étude du comportement hydrologique à l'échelle du bassin. Pour cela les hydrogrammes de la Haute-Mentue seront décomposés afin d'identifier les sources d'écoulement.

Un traceur est une caractéristique physique ou chimique qui permet de différencier des eaux d'origines différentes (ex: pluie, sol, nappe). Afin de pouvoir décomposer les hydrogrammes, il faut tout d'abord identifier les sources principales d'écoulements et un jeu de traceurs permettant de les distinguer les unes des autres. Il est alors possible de déterminer la contribution à la génération du débit de chacune des sources d'écoulement en observant l'évolution des traceurs dans la rivière.

Une propriété fondamentale des traceurs est leur comportement conservatif ou réactif. Un traceur est conservatif s'il ne réagit pas avec son environnement. La quantité totale d'un traceur conservatif dans le système hydrologique est uniquement dépendante des variations des apports hydrologiques et des sorties. A l'opposé les traceurs réactifs réagissent avec leur environnement et leur teneur totale ne dépend plus uniquement des apports hydrologiques (Iorgulescu, 1997). Si les traceurs sont conservatifs, la détermination des contributions des composantes est simple et directe. En effet, les contributions des sources d'écoulement sont obtenues par l'application du principe de conservation de masse du traceur et

des débits. Par contre, si les traceurs sont réactifs, la détermination des contributions est plus complexe, car il faut considérer les réactions du traceur avec son environnement (Pilgrim et al., 1979; Ferguson et al., 1994). Le milieu naturel étant hautement hétérogène, il est alors difficile d'appréhender la dynamique de ces réactions.

2.2.2 Les traceurs

Il existe deux types de traceurs: les traceurs artificiels et les traceurs environnementaux. Les traceurs artificiels (ex: rhodamine, uranine) ne sont pas présents naturellement dans le système hydrologique, mais sont introduits pour marquer et suivre le déplacement des eaux. Les traceurs artificiels sont parfaitement adaptés à l'étude à petite échelle. Leur utilisation comporte des limites spatiales et temporelles qui les rendent peu appropriés aux études à l'échelle du bassin versant (Fontes, 1980).

Les traceurs environnementaux sont des constituants ou des caractéristiques naturelles des eaux permettant de les caractériser. Par conséquent, ils s'appliquent à l'ensemble du bassin et intègrent naturellement une certaine variabilité spatiale des processus hydrologiques. Les traceurs environnementaux les plus utilisés en hydrologie sont certainement les isotopes, ceux de l'eau en particulier. Chaque élément de la classification périodique est un mélange d'isotopes, possédant tous le même nombre de protons mais dont le nombre de neutrons peut varier. Les isotopes d'un même élément ont des propriétés chimiques quasi identiques. Leurs propriétés physiques, quant à elles, présentent des différences plus marquées du fait de l'influence de la masse (Etcheverry et Parriaux, 1998). C'est justement ces différences physiques qui permettent de tracer les eaux.

Depuis quelques années, la famille des isotopes environnementaux utilisables s'agrandit (tab. 1) grâce à l'apparition de nouvelles routines d'analyse (AMS: Accelerator mass spectrometry; ICP-MS: Inductively coupled plasma mass spectrometry).

Isotopes stables	Isotopes radioactifs
^2H , ^3He , ^6Li , ^{11}B , ^{13}C , ^{15}N , ^{18}O , ^{34}S , ^{37}Cl , ^{81}Br , ^{87}Sr	^3H , ^{14}C , ^{36}Cl , ^{39}Ar , ^{85}Kr , ^{81}Kr , ^{129}I , ^{222}Rn , ^{226}Ra , ^{230}Th , ^{234}U , ^{238}U

Tableau 1. Présentation des principaux isotopes stables et radioactifs utilisés en hydrologie et hydrogéologie.

Les isotopes environnementaux sont utilisés pour identifier la provenance des écoulements mais également pour étudier les processus de subsurface, la recharge des nappes, les réactions géochimiques et leur dynamique. L'utilisation de ces traceurs dans les études des cycles bio-géochimiques, des processus sol-eau-atmosphère et des contaminations hydrogéologiques est de plus en plus fréquente et reconnue (Clark et Fritz, 1997).

En hydrologie, les traceurs environnementaux les plus utilisés sont les isotopes stables de l'oxygène (^{18}O) et de l'hydrogène (^2H). Ces traceurs sont particulièrement intéressants car ils ne réagissent pas avec la matière minérale dans la gamme de température rencontrée près ou à la surface de la terre. Ils

sont soumis uniquement au fractionnement ou à des changements de phase (évaporation et condensation).

Lors de l'application du traçage environnemental au bassin de la Haute-Mentue, seul l'oxygène-18 sera utilisé, ceci pour des raisons historiques et de commodité d'analyse. En effet, plusieurs études hydrologiques faisant recours à l'oxygène-18 ont été menées dans la région de la Haute-Mentue (Blavoux, 1978; Hamid et al., 1986; Hamid et al., 1989; Jordan, 1992; Jordan, 1994b; Jordan, 1994a; Iorgulescu, 1997; Iorgulescu et al., 1998).

La présentation des notions de fractionnement et de teneur isotopique proposée ci-dessous est basée sur l'exemple de l'oxygène-18, mais ces notions sont également valables pour le deutérium, autre isotope stable de l'eau. Au cours de l'évaporation, les molécules d'eau contenant des isotopes légers (ex: ^{16}O) auront plus tendance à être arrachées de la phase liquide que les molécules d'eau contenant des isotopes lourds (ex: ^{18}O). Par conséquent, l'eau restante s'enrichit en isotopes lourds. A l'opposé, lors de la condensation de la vapeur d'eau, les molécules lourdes se concentrent plus rapidement que les molécules légères dans la phase liquide. La vapeur d'eau a donc tendance à s'appauvrir avec le temps. C'est ce phénomène qui est appelé le fractionnement isotopique. Puisque le fractionnement a lieu lors des changements de phase de l'eau, il est donc fortement dépendant de la température. Dans les régions à climat tempéré, les précipitations présentent une variation saisonnière (Blavoux, 1978) du signal isotopique ^{18}O . Cette variation saisonnière conduit à des différences de teneurs isotopiques entre les eaux préexistantes dans le bassin versant et les précipitations. C'est justement ces différences qui permettent de distinguer la contribution de ces eaux à l'écoulement de surface. Les teneurs isotopiques présentent des variations spatiales systématiques avec la latitude et l'altitude (Blavoux, 1978; Clark et Fritz, 1997). De plus les teneurs isotopiques sont soumises à un effet de continentalité (Blavoux, 1978; Clark et Fritz, 1997). Les précipitations ont tendance à s'appauvrir en isotopes lourds au fur et à mesure de leur avancement à l'intérieur des terres.

Généralement, l'intérêt se porte sur les variations des teneurs isotopiques plutôt que sur les concentrations absolues. Les variations dues au fractionnement sont en fait très faibles. Elles sont alors mises en évidence par la comparaison du rapport isotopes lourds sur isotopes légers (ex: $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) de l'échantillon avec celui d'un standard (Equ. 1). Le standard utilisé pour les isotopes stables de la molécules d'eau est le VSMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water) (IUPAC, 1994). Sa composition correspond à la moyenne mondiale des eaux océaniques ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{VSMOW}} = 1993.4 \cdot 10^{-6} \pm 2.5 \cdot 10^{-6}$).

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{échantillon}} = \left(\frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{échantillon}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{standard}}} - 1 \right) \cdot 1000 \quad [\text{‰}] \quad \text{Equ. 1}$$

Dans l'équation 1, plus le δ est négatif, plus l'eau est pauvre en isotopes lourds par rapport au standard. Le δ d'une eau enrichie est proche de zéro, mais il est rarement positif.

Avant l'apparition des traceurs isotopiques en hydrologie expérimentale, les traceurs chimiques ont été très largement utilisés. L'étude de Pinder et Jones (1969), qui est certainement la première publication proposant une séparation d'hydrogramme en deux composantes (débit de base et écoulement direct), est

construite sur l'observation des teneurs ioniques des eaux (calcium, magnésium, sodium, chlorure, sulfate, bicarbonate). Les traceurs chimiques présentés dans le tableau 2 sont couramment utilisés en tant que traceurs environnementaux pour la décomposition des hydrogrammes.

Cations	Anions	Eléments et propriétés chimiques
Ca ²⁺ , Mg ²⁺ , K ⁺ , Na ⁺	SO ₄ ²⁻ , Cl ⁻ , NO ₃ ⁻	Silice (SiO ₂) ANC (Acid neutralization capacity), CE (conductivité électrique), alcalinité

Tableau 2. Traceurs chimiques les plus couramment utilisés pour la décomposition des hydrogrammes.

L'utilisation des traceurs chimiques est plus délicate que celle des traceurs isotopiques. En effet, d'une façon générale les traceurs chimiques réagissent avec leur environnement (altération, dissolution, précipitations, cycle biologique). Les dynamiques de ces réactions sont très variables dans le temps et l'espace et par conséquent elles sont difficiles à étudier et à caractériser. Elles dépendent entre autres de la disponibilité des substances chimiques dans l'environnement (ex: capacité d'échange cationique des sols), des conditions climatiques (ex: température), des propriétés chimiques de l'eau (ex: acidité) et du temps de contact eau-sol. Selon la dynamique de ces réactions, les traceurs chimiques peuvent être considérés soit comme réactifs soit comme conservatifs à l'échelle de temps des événements pluie-débit. Si le temps caractéristique des réactions du traceur chimique est nettement supérieur à l'échelle de temps des processus hydrologiques étudiés, il peut alors être utilisé comme un traceur conservatif identifiant des sources temporelles. Par contre si le temps caractéristique des réactions est inférieur à la durée des événements pluie-débit étudiés, le traceur doit être considéré comme réactif. Son suivi permet alors d'identifier les sources géographiques des écoulements.

2.2.3 Les modèles mathématiques de mélange

Les modèles de mélange sont certainement les plus utilisés pour l'interprétation du traçage environnemental à l'échelle du temps des événements pluie-débit. Par hypothèse, le débit à l'exutoire du bassin est un mélange de n sources d'écoulement. Selon le principe de conservation de masse, il est alors possible de poser les équations suivantes:

$$Q_t = \sum_{i=1}^n Q_i$$

Equ. 2

$$Q_t \cdot C_t^j = \sum_{i=1}^n Q_i \cdot C_i^j \quad j = 1, \dots, m$$

Ci-dessus dans le système d'équations 2, Q_t , Q_i , C_i^j et C_i correspondent aux débits [L^3T^{-1}] et aux concentrations [L^3T^{-1}] du traceur j respectivement du débit total (t) observé à l'exutoire du bassin et de chaque source d'écoulement i .

Lors de la décomposition des hydrogrammes, les inconnues sont le débit (Q_i) ou la contribution relative ($x = Q_i/Q_t$) des sources d'écoulements i . Le système (Equ. 2) est alors composé de $m+1$ équations avec n inconnues. Le système est déterminé si et seulement si $m+1$ est égal à n . Cette condition est valable pour autant que les m traceurs soient indépendants.

Si le nombre d'équations ($m+1$) est inférieur au nombre d'inconnues (n), le système est indéterminé et n'a pas de solution unique. Dans ce cas, il est nécessaire de considérer des traceurs complémentaires ou de fixer des hypothèses concernant le fonctionnement hydrologique du bassin (voir par exemple: Dewalle et al., 1988).

A l'opposé s'il y a plus d'équations que d'inconnues, autrement dit s'il y a plus de traceurs à disposition que nécessaires pour résoudre le système (Equ. 2), les traceurs complémentaires peuvent être utilisés soit pour vérifier les résultats soit pour déterminer la contribution des composantes en minimisant les résidus.

Certaines conditions doivent être vérifiées pour la bonne application des ces modèles. La formulation proposée ci-dessous tente de synthétiser et de généraliser les hypothèses d'applications publiées dans la littérature (Sklash et Farvolden, 1982; Christophersen et al., 1990; Jenkins et al., 1994; Elsenbeer et al., 1995).

- a) Chaque composante (source d'écoulement) est caractérisée par une combinaison unique de traceurs invariants dans le temps et l'espace, ou leur variation peut être documentée et considérée lors de l'application du modèle.
- b) La signature chimique (définie par les concentrations des traceurs) des eaux pouvant contribuer à la génération du débit à l'exutoire du bassin est, soit la même que l'une des composantes, soit elle correspond à une combinaison linéaire des signatures chimiques de plusieurs composantes.
- c) La signature chimique des composantes est maintenue au cours du transit de l'eau depuis leur source jusqu'à la rivière.

Certains auteurs, tels que Sklash et Farvolden (1982), proposent l'hypothèse supplémentaire suivante: "Les signatures chimiques des composantes doivent être significativement différentes les unes des autres". Cette condition garantit une meilleure résolution du système d'équations (Equ. 2), mais elle n'est pas nécessaire à l'application des modèles de mélange. La détermination de la contribution des composantes est simplement meilleure quand les signatures chimiques sont clairement distinctes.

2.2.3.1 La méthode EMMA

Christophersen et al. (1990) et Hooper et al. (1990) ont proposé une méthode originale pour déterminer la contribution des sources d'écoulement. Initialement cette méthode était basée sur le fait que les sols dans les régions à climat tempéré présentent une répartition chimique verticale et/ou horizontale. Malgré la variabilité spatio-temporelle de la chimie des eaux du sol, les variations à l'intérieur d'un horizon sont

habituellement nettement plus petites que les différences entre horizons. La chimie de la rivière est alors supposée être un mélange d'eau de subsurface de profondeur variable (ex: eau de la nappe, eau du sol). Les composantes sont définies selon leur aptitude à expliquer la variabilité des compositions chimiques observées dans la rivière. Ainsi le domaine défini dans l'espace des traceurs par les concentrations des composantes doit contenir l'ensemble des concentrations chimiques de l'eau de rivière.

La résolution mathématique de la méthode EMMA (end-member mixing analysis) ainsi que ses conditions d'application sont les mêmes que celles des modèles de mélange (cf. § 2.2.3). Toutefois une hypothèse supplémentaire est nécessaire à son application: les concentrations chimiques des composantes doivent correspondre aux valeurs extrêmes des concentrations des eaux de rivière.

Les composantes du modèle peuvent être sélectionnées grâce à la représentation graphique des composantes et de l'eau de rivière dans l'espace des traceurs. Pour le cas particulier des modèles à trois composantes et deux traceurs, le diagramme de mélange correspond dans l'espace des traceurs à un triangle dont les sommets représentent la signature chimique des composantes (fig. 7).

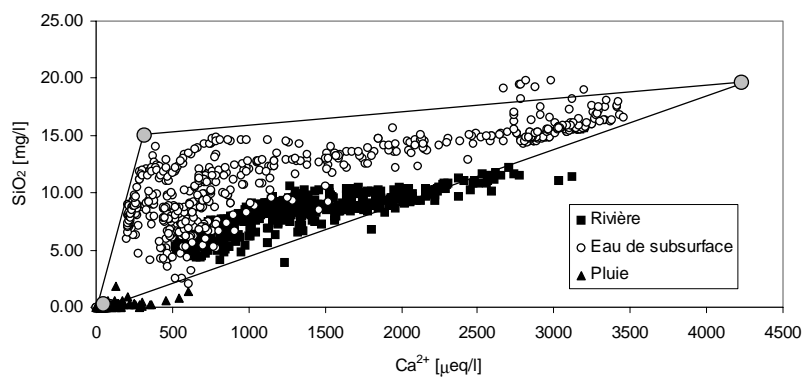


Figure 7. Tentative de définition des composantes extrêmes sur la base des échantillons récoltés au cours de l'année 1998 à Bois-Vuacoz.

Le triangle doit dans le cas idéal contenir l'ensemble des signatures chimiques observées dans l'eau de rivière. En effet, si les composantes extrêmes choisies décrivent d'une façon exhaustive les sources d'écoulement alors les concentrations chimiques des eaux de la rivière se situent à l'intérieur du triangle de mélange (Ogunkoya et Jenkins, 1993). Cependant les diagrammes de mélange ne permettent pas de valider la conservation des mélanges, mais ils peuvent être utilisés pour réfuter l'hypothèse d'un tel mélange. Si les échantillons d'eau de rivière se situent à l'extérieur du triangle de mélange défini par la concentration chimique des composantes extrêmes, cela peut provenir du fait que les composantes sont chimiquement mal définies ou qu'une composante est manquante ou encore que les composantes ne se mélangent pas de façon conservative (Christophersen et al., 1990).

2.2.4 Historique des applications de traçage environnemental

Au cours de ces trente dernières années, de nombreuses études ont été conduites afin d'identifier les processus hydrologiques ainsi que les facteurs qui les contrôlent. Les résultats les plus intéressants et les

plus importants dans ce domaine peuvent certainement être attribués à l'application du traçage environnemental. Cette technique est novatrice car elle fournit un nouveau type d'information concernant le système hydrologique. L'application du traçage environnemental est particulièrement intéressante car elle permet l'étude des processus hydrologiques à l'échelle du bassin versant.

La décomposition des hydrogrammes en deux composantes (eau préexistante et eau nouvelle) faisant recours au principe de conservation des traceurs chimiques ou isotopiques est maintenant largement répandue et reconnue dans le domaine de l'hydrologie expérimentale (Jenkins et al., 1994; Buttle, 1994; Sklash, 1990). La majorité des études de traçage environnemental fait recours au modèle de mélange à deux composantes pour l'interprétation des données isotopiques. La majorité de ces applications a été conduite dans les régions de haute et moyenne latitude (ex: Europe du nord, Amérique du nord, Australasie) (Buttle, 1994). En climat tempéré, la variabilité saisonnière des teneurs isotopiques des pluies, qui est bien connue et documentée (Jouzel et al., 1997; Clark et Fritz, 1997), offre des conditions favorables pour l'application du traçage environnemental. Blavoux (1978) a observé, à Thonon (site géographiquement proche de la Haute-Mentue), dans les pluies une différence approximative de 10 ‰ des teneurs en oxygène-18 entre la moyenne mensuelle de janvier et celle d'août (fig. 8). Les variations isotopiques annuelles des pluies suivent quasiment un cycle sinusoïdal. C'est cette variation temporelle qui permet habituellement la différenciation entre les eaux préexistantes (qui étaient présentes dans le bassin avant le début de l'événement pluvieux étudié) et les eaux nouvelles (eaux de l'événement pluvieux analysé).

La majorité des applications des modèles isotopiques de mélange à deux composantes a montré la forte et rapide contribution de l'eau préexistante à la génération des crues. Ce résultat a amené de nouvelles conceptions des processus hydrologiques. Plusieurs hypothèses ont été émises pour tenter d'expliquer cette importante contribution des eaux préexistantes (ex: écoulement par macropores, effet piston, accroissement de la transmissivité latérale par saturation du sol, intumescence de la nappe, cf. § 2.1.2). La plupart de ces hypothèses attribuent un rôle central à l'eau du sol. Si l'eau du sol présente une signature isotopique différente de l'eau souterraine, ces hypothèses sont alors en contradiction avec les conditions d'application des modèles isotopiques de décomposition d'hydrogrammes (Bazemore et al., 1994). En effet, pour interpréter correctement les applications des modèles isotopiques à deux composantes, il est nécessaire que l'eau du sol ne contribue pas à l'écoulement ou que sa teneur isotopique soit identique à celle des eaux souterraines.

Cependant, la variabilité temporelle des teneurs isotopiques des précipitations peut malheureusement induire une variabilité spatiale systématique des concentrations isotopiques des eaux de subsurface. En effet, les écoulements de subsurface répartissent la variabilité isotopique temporelle à l'intérieur du bassin qui se transforme alors en variabilité spatiale. Dans les régions à climat tempéré humide, la variation des teneurs isotopiques dans les eaux du sol, et plus particulièrement dans la zone saturée, présente une atténuation et un décalage temporel, qui augmentent avec la profondeur, par rapport au signal isotopique des pluies (par exemple: Hamid et al., 1989).

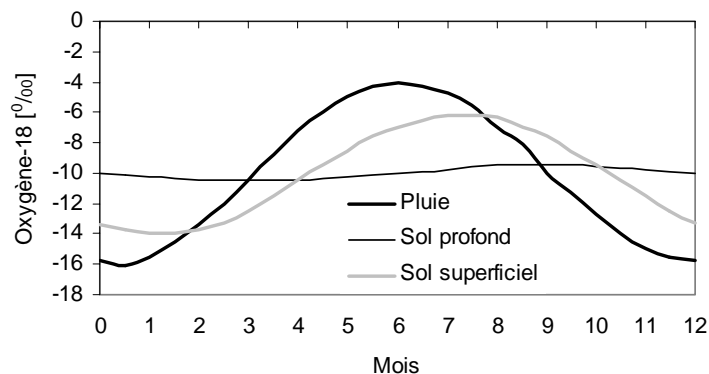


Figure 8. Modèle simplifié de la variabilité isotopique de l'eau de pluie, du sol et souterraine (adapté de Iorgulescu et al., 1998).

Sklash et al. (1986), Stewart et McDonnell (1991) ont montré que les concentrations isotopiques varient également latéralement à l'intérieur du bassin versant. Le temps de séjour des eaux varie le long des pentes. Les eaux les plus anciennes se situent en bas de versant. De plus, le signal isotopique à cet endroit est plus atténué que sur les parties hautes des versants.

Dans ce contexte, si les zones contributives s'étendent au-delà des zones d'exfiltration de la nappe, la validité de l'application des modèles isotopiques à deux composantes n'est plus garantie (Iorgulescu, 1997; Iorgulescu et al., 1998). Les conditions requises pour l'application de ces modèles, formulées entre autres par Sklash et Farvolden (1982), ne sont plus satisfaites car l'eau préexistante ne peut plus être caractérisée par un signal isotopique unique (voir conditions d'application des modèles de mélange a) au chapitre 2.2.3). Merot et al. (1981) sont parmi les premiers à suggérer que l'eau préexistante est hétérogène et que l'eau du sol, qui présente une signature isotopique différente de celle du débit de base, contribue significativement à la formation des crues. Depuis la parution de cet article, plusieurs auteurs ont fait le même type de constatation (Sklash et Farvolden, 1982; Kennedy et al., 1986). Dewalle et al. (1988), Swistock et al. (1989) ont clairement démontré l'hétérogénéité de l'eau ancienne et son influence sur la séparation isotopique à deux composantes. Dans leur cas, la signature isotopique de l'eau de la rivière se trouvait systématiquement à l'extérieur de l'intervalle défini par le débit de base et la pluie. Pour les raisons invoquées ci-dessus, les séparations isotopiques d'hydrogrammes en deux composantes sont à appliquer et interpréter avec prudence.

C'est dans ce contexte que sont apparues les premières applications des modèles de mélange à trois composantes. Ces applications ont permis tout d'abord de démontrer l'hétérogénéité de l'eau préexistante, puis elles ont clairement montré que l'eau du sol contribue significativement à la génération des crues. Dewalle et al. (1988) ont proposé un modèle à trois composantes et un traceur (oxygène-18) qui permet de distinguer l'eau ancienne (préexistante) du sol de celle de la nappe. Ce modèle requiert l'estimation directe de l'expansion des zones saturées contributives. Plus simplement par la suite, la décomposition des hydrogrammes en trois composantes s'est faite en considérant des traceurs supplémentaires (Hooper et al., 1990; Maulé et Stein, 1990; Ogunkoya et Jenkins, 1993; Bazemore et

al., 1994; Elsenbeer et al., 1995). La forme des modèles de mélange à trois composantes et deux traceurs est identique à celle des modèles à deux composantes. Ils sont construits également sur le principe de conservation de la masse de l'eau (du débit) et des traceurs.

Il existe essentiellement deux façons de définir les composantes des modèles. La première vise à rattacher la définition des composantes à un domaine physique du bassin versant, soit temporel (ex: eau nouvelle, eau ancienne) soit géographique (ex: eau du sol, eau de la nappe). L'autre façon de définir les composantes consiste à sélectionner les composantes selon leur habilité à expliquer le maximum de la variance de la composition chimique des eaux de rivière. Les composantes sont dites extrêmes ("end-member"). La méthode EMMA depuis son introduction a été utilisée dans de nombreuses études (ex: Genereux et al., 1993; Dewalle et Pionke, 1994; Jenkins et al., 1994). Cette méthode s'est révélée très utile pour l'identification géochimique des sources principales d'écoulement et pour la détermination de leur contribution à la génération des crues. Ces différentes façons de définir les composantes empêchent une bonne comparaison des séparations d'hydrogrammes entre bassins versants. De plus la variété des traceurs utilisés dans les modèles de mélange à trois composantes est très importante. Effectivement, l'introduction d'une composante supplémentaire nécessite la considération au minimum d'un deuxième traceur afin que le système mathématique des modèles de mélange soit déterminé. L'oxygène-18 et le deutérium ne pouvant pas être utilisés de façon indépendante (cf. § 2.2.2), la grande majorité des études ont fait alors recours aux traceurs chimiques, probablement également pour des raisons de commodité d'analyse. Le choix des traceurs chimiques se fait alors selon les caractéristiques chimiques et physiques du bassin versant à étudier. Ainsi il existe pratiquement autant de modèles de mélange que d'applications proposant des décompositions à trois composantes. Il est toutefois possible de dégager de cet ensemble d'études des tendances générales telles que l'importante contribution de l'eau de subsurface et plus particulièrement de l'eau du sol (voir synthèse bibliographique proposée par Iorgulescu, 1997).

2.3 Relation entre les processus et le traçage environnemental

Puisque le traçage environnemental sera une des préoccupations principales de ce travail, il semble judicieux de tenter d'associer aux processus hydrologiques présentés dans le paragraphe 2.1 une signature isotopique.

2.3.1 Signatures isotopiques des écoulements de surface

Le ruissellement de surface dû au dépassement de la capacité d'infiltration et à la saturation du sol conserve généralement la signature isotopique de l'eau de pluie. Par contre selon Buttle (1994), la signature isotopique de l'eau exfiltrée est un mélange d'eau nouvelle (eau qui vient directement des précipitations) et d'eau préexistante. A ce propos, Beven (1989b) suggère que l'eau d'exfiltration conserve principalement la signature isotopique de l'eau préexistante, car par principe ce processus est actif dans des zones proches de la saturation où un faible apport d'eau de pluie permet de saturer le sol et de déclencher l'exfiltration. Il apparaît d'emblée que la caractérisation isotopique des écoulements est difficile et donc discutable. L'association entre les écoulements et les signatures isotopiques proposée ici est schématique et ne peut en aucun cas être considérée comme le cas général.

2.3.2 Signatures isotopiques des écoulements de subsurface

En grande partie grâce aux applications du traçage environnemental, on a pu montrer que l'eau de subsurface réagit rapidement face aux impulsions des pluies et ainsi contribue de façon significative à la génération des crues. En effet, les applications du traçage environnemental menées lors de ces vingt dernières années ont permis de démontrer que dans les régions à climat tempéré une grande partie des hydrogrammes de crues est composée d'eau souterraine qui est présente dans le bassin versant avant le début des événements pluvieux (eau préexistante). En effet, la majorité des séparations isotopiques d'hydrogrammes conduites dans ces régions indique que la contribution des eaux préexistantes au débit de pointe est d'au moins 50% (Buttle, 1994). Suite à l'établissement de ce constat la préoccupation principale a été et est encore de découvrir comment l'eau préexistante parvient à rejoindre la rivière dans des délais suffisamment courts pour contribuer à la génération des crues sachant que les écoulements diffus à travers la matrice du sol sont très lents (5-6 mètres par jours).

Les écoulements par macropores pourraient a priori expliquer ces rapides et importants flux de subsurfaces, mais à vrai dire leur activation implique, en principe, une importante contribution de l'eau des pluies plutôt que de l'eau préexistante à la génération des crues. En effet, de par sa grande vitesse de transit, l'eau qui rejoint la rivière par des cheminements à travers les macropores conserve la signature isotopique de l'eau de pluie. Autrement dit ce mécanisme ne semble pas pouvoir expliquer l'importante contribution des eaux préexistantes à la génération des crues. Toutefois l'étude de McDonnell (1990) montre que la forte contribution de l'eau préexistante n'exclut pas les écoulements par macropores. En effet, McDonnell (1990) suppose que la forte réponse de l'eau préexistante est induite indirectement par l'arrivée d'eau nouvelle. En effet selon ce concept, l'eau nouvelle s'infiltré verticalement dans le sol le long de macropores jusqu'à un horizon peu perméable. Cet apport d'eau permet alors de saturer le sol, de former une nappe perchée et de rendre ainsi l'eau préexistante mobile. Cette eau est alors rapidement acheminée vers le réseau hydrographique par un système de macropores saturés se situant au-dessus de la couche imperméable. L'activation de ce mécanisme nécessite la combinaison de conditions très particulières (présence d'un horizon imperméable, d'une nappe perchée, de macropores verticaux et horizontaux). Par conséquent, ce concept est certainement difficilement transposable en dehors de la région pour laquelle il a été conçu.

D'une façon générale dans la littérature, il semblerait que les écoulements par macropores ne parviennent pas à expliquer la forte contribution des eaux préexistantes à la génération des crues. Ce constat est en partie à l'origine de l'apparition des concepts d'effet piston, de l'accroissement de la transmissivité latérale par saturation du sol et de l'intumescence de la nappe. Ces mécanismes proposent des phénomènes physiques ou hydriques pour expliquer la rapide réaction et l'important flux de l'eau préexistante. Malgré ces explications, la vitesse de transit de l'eau à travers la matrice du sol reste limitée. Par conséquent, les zones qui sont susceptibles de contribuer à la génération des crues se concentrent le long du réseau hydrographique. Il semble alors difficile d'expliquer les flux d'eau préexistante par la simple activation de ces mécanismes le long du réseau hydrographique permanent. Toutefois en conditions humides ou lors d'événements pluie-débit prolongés, la contribution de ces mécanismes peut être largement augmentée avec l'extension du réseau hydrographique et des zones saturées (voir principe des surfaces contributives variables de Hewlett et Hibbert, 1967). Swistock et al. (1989) expliquent par exemple la forte contribution de l'eau de subsurface par la combinaison du

principe d'extension des surfaces contributives avec le mécanisme d'intumescence de la nappe.

Les processus hydrologiques impliqués dans la génération des écoulements varient d'un bassin versant à un autre selon leurs propriétés physiques. Autrement dit il n'existe pas une solution unique à l'explication de l'importante contribution de l'eau préexistante. Certains mécanismes peuvent être actifs dans certains bassins versants et pas du tout dans d'autres. Dans ce contexte il est difficile de discuter d'une façon générale de la validité des mécanismes proposés dans la littérature. Pour cela aucune critique des explications fournies dans la littérature n'est faite à ce stade de la discussion. A la fin de ce travail, après avoir identifié clairement les réponses hydrologiques du bassin de la Haute-Mentue, la validité de ces processus sera toutefois discutée mais uniquement pour ce cas particulier (cf. § 7.1).

Mise en oeuvre du traçage environnemental sur la Haute- Mentue

3.1 Présentation du bassin de la Haute-Mentue

Le bassin de la Mentue se situe au coeur de la Suisse romande. Il est limité au sud par les hauteurs du Jorat et au nord par le lac de Neuchâtel, où les eaux de la rivière principale se déversent (fig. 9). La Mentue fait partie du bassin de l'Aar qui lui-même est compris dans celui du Rhin.

Le bassin de la Haute-Mentue correspond, comme son nom l'indique, à la partie amont de la Mentue. Ce bassin est situé sur le Plateau suisse dans le canton de Vaud et plus particulièrement dans la région du Jorat. Cette région élevée domine la Venoge à l'ouest et la Broye à l'est sans s'étendre toutefois jusqu'à leur cours. Le Jorat¹ était et est encore une région fortement boisée.

1. Le nom "Jorat" est dérivé de la racine Jur ou Jor désignant une forêt montagneuse (Joux, Jeur, Jura, Jorasse, etc).

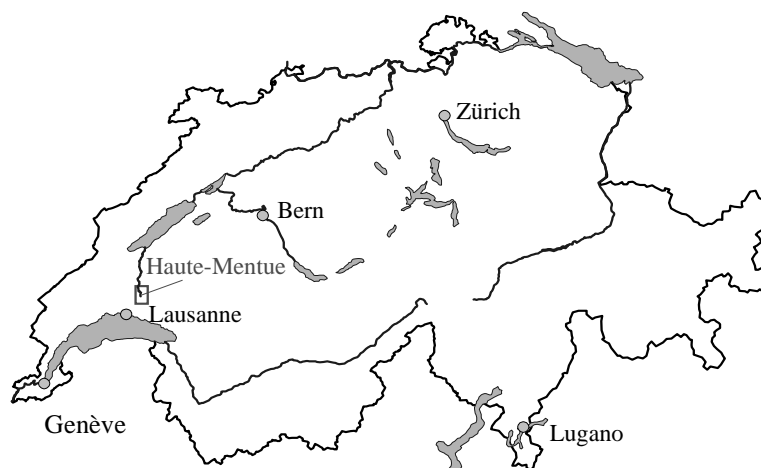


Figure 9. Situation géographique du bassin expérimental de la Haute-Mentue.

Le bassin topographique de la Haute-Mentue est bien défini. Sa superficie est de 12.5 km². Le point le plus haut du bassin se situe à une altitude de 925.6 mètres au lieu dit "Bois-Vuacoz". L'exutoire du bassin de recherche se situe en amont du village de Dommartin, dont la station hydrométrique a adopté le nom. L'altitude de ce point est de 694 mètres.

Le bassin expérimental de la Haute-Mentue est depuis 1988 sous la responsabilité de l'Institut d'Aménagement des Terres et des Eaux (IATE) de l'Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne (EPFL). Précédemment les mesures hydrométriques du bassin étaient assurées par le Service Hydrologique et Géologique National (SHGN). La mesure du débit à Dommartin a débuté en 1975. Lausanne se situant seulement à une quinzaine de kilomètres au sud-ouest du bassin de la Haute-Mentue, cela permet au personnel de l'IATE d'être souvent présent sur le bassin et ainsi d'assurer un bon suivi des mesures hydro-météorologiques.

3.1.1 Géologie et hydrogéologie

La molasse¹, unité dominante du sous-sol de la Haute-Mentue a été formée lors du Tertiaire par le dépôt sédimentaire, produit par l'érosion des Alpes et du Jura. La molasse est une roche sédimentaire composite contenant de la silice, des minéraux argileux et des carbonates. C'est un complexe sédimentaire formé par une succession de séquences dans chacune desquelles la dimension des grains diminue du bas vers le haut (Bellair et Pomerol, 1984). Dans la région de la Haute-Mentue il est possible de distinguer deux types de molasse: la molasse d'eau douce inférieure ("Aquitainen") et la molasse marine supérieure ("Burdigalien") (fig. 10).

1. A l'origine, le terme molasse désignait en Suisse occidentale des grès dans lesquels on fabriquait des meules. Ultérieurement, le terme fut appliqué à toutes les roches du Moyen-Pays. Aujourd'hui, ce mot est utilisé pour tous les dépôts qui se trouvent dans les bassins qui bordent les chaînes de montagne (Labhart et Decrouez, 1997).

Le terme molasse d'eau douce ne doit pas être interprété au sens propre du mot. Il signifie plutôt une molasse déposée sur une terre émergée. La molasse d'eau douce inférieure constitue la base du substratum de la Haute-Mentue. Elle est surmontée par endroits par la couche de molasse marine supérieure.

Ces formations du Tertiaire ont été recouvertes partiellement au Quaternaire et plus particulièrement pendant l'époque glaciaire du Würm par dépôts morainiques. La moraine repose soit sur la molasse burdigalienne soit, quand cette dernière est absente, directement sur la molasse aquitanienne.

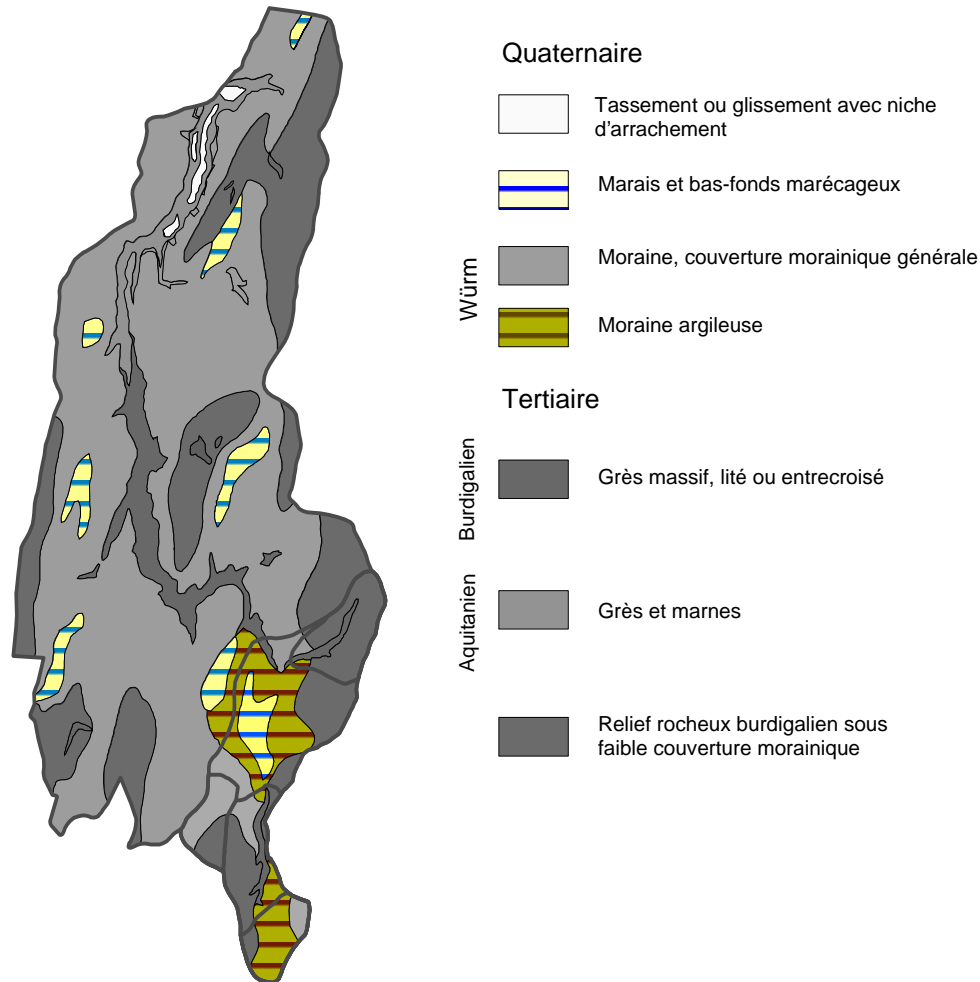


Figure 10. Géologie du bassin de la Haute-Mentue.

L'AQUITANIEN

La molasse d'eau douce est composée en alternance par des grès (roches sédimentaires siliceuses détritiques cohérentes) altérés en surface, de marnes (roches sédimentaires composites argilo-carbonatées) et d'argiles. Les grès, parfois en bancs de plusieurs mètres de puissance, se suivent sur plusieurs centaines de mètres. Mais ils ne forment toutefois pas de couches continues et les passages latéraux des grès aux marnes sont fréquents. La série aquitanienne est donc constituée d'un empilement de dépôts lenticulaires.

Dans les formations aquitaniennes, l'eau souterraine, peu importante, circule essentiellement dans les bancs de grès. Les grès sont généralement mal cimentés (ciment calcaire ou argilo-calcaire), laissant de la sorte une certaine porosité à la roche. Les lacunes intergranulaires sont encore plus importantes quand l'altération superficielle intervient. A cette composante de porosité et de perméabilité d'interstice vient s'ajouter une perméabilité secondaire qui provient de la fissuration de la roche (Parriaux, 1981). Les petites fissures drainent la masse poreuse saturée et les grosses fractures sont à l'origine de sources. De par leur importante épaisseur, les grès aquitaniens sont le siège de nappes relativement importantes, mais le débit individuel des sources est faible.

LE BURDIGALIEN

Le burdigalien constitue une masse uniforme de grès grossiers ou moyens à stratification entrecroisée, avec de minces lits lenticulaires de grès fins. Les niveaux marneux qui subsistent sont rarement des lits continus sur plus d'une dizaine de mètres. Ils peuvent dans certains cas retenir de petites nappes perchées.

Dans le grès massifs burdigaliens, la circulation se fait principalement le long des fissures et des fractures dont les plus grosses drainent les plus petites et probablement en faible quantité l'eau intergranulaire. Souvent, un joint de stratification, imperméable, limite cette circulation: l'eau sourd alors sous forme de sources le long de l'affleurement de cette limite. Le plus souvent, cependant, les sources sont simplement situées au fond des vallées ou des dépressions. La désagrégation récente des grès burdigaliens, résultat de l'altération des grains de feldspath, provoque près de la surface une couche d'altération sableuse perméable et poreuse. Cette couche forme des réservoirs limités mais fréquents, à l'origine de nombreuses petites sources qui sourdent généralement dans les dépressions (Zwahlen, 1981).

La pauvreté en horizons marneux continus entraîne souvent une concentration des eaux souterraines au toit de la molasse aquitannienne marneuse. Ce phénomène joue un rôle hydrogéologique régional très important (Parriaux, 1981).

TERRAIN QUATERNAIRE DE NATURE MORAINIQUE

La moraine de fond alpine et rhodanienne du Würm recouvre une partie de la région d'étude. Elle est généralement présente sous forme d'argile à cailloux ou d'argile limoneuse ou sableuse. Sa composition varie très rapidement, et les zones de moraine argileuse notées sur la carte géologique (fig. 10) n'ont qu'une valeur relative.

Leur haut degré de compaction les rend quasiment imperméables, à l'exception de dépôts meubles stratifiés tels que les alluvions fluvio-glaciaires ou les moraines de bord qui sont faiblement compactées et de forte porosité.

HYDROGEOLOGIE

Selon Zwahlen (1981), la prédominance de terrains argileux et l'absence de plaine alluviale sont les deux éléments qui conditionnent l'hydrologie souterraine du bassin de la Mentue. Il n'existe en effet pas de nappe alluviale et la percolation en profondeur est réduite. La circulation de l'eau s'effectue à de faibles profondeurs. Les circulations souterraines se développent principalement dans les grès burdigaliens,

dans les dépôts fluvio-glaciaires et à moindre échelle dans les bancs gréseux de l'Aquitainien.

Concernant les écoulements dans la molasse, Parriaux (1981) met en relation la position des unités molassiques avec leurs propriétés hydrauliques. La molasse est assimilable à des terrains très peu perméables, les écoulements ont alors essentiellement lieu dans les couches supérieures altérées. Or la position géologique influence fortement l'épaisseur et la perméabilité de la couche altérée. Dans les fonds de vallées, la molasse devient très rapidement imperméable. Les phénomènes qui facilitent l'ouverture des diaclases y sont en général inexistantes. Les vallées molassiques peuvent donc être assimilées à des cuvettes quasiment imperméables. Le long des versants où les contraintes physiques peuvent être importantes, la couche de molasse altérée peut être de l'ordre de la dizaine de mètres. Par endroit, en revanche, cette couche est quasiment inexistante. Ces variations peuvent influencer à elles seules l'apparition de sources (ex: apparition de sources dans le versant par diminution localisée ou disparition de la couche altérée; voir Parriaux, 1981). Les variations lithologiques à l'intérieur de la molasse ainsi que la présence de terrains quaternaires peuvent également être à l'origine de sources (ex: drainage de terrains quaternaires perméables par la molasse altérée ou mise en charge de la molasse altérée sous des placages quaternaires imperméables; Parriaux, 1981).

3.1.2 Morphologie et topographie

Les reliefs molassiques et morainiques du bassin de la Haute-Mentue sont très semblables. Le matériel morainique et la molasse marneuse ne peuvent engendrer qu'un modèle arrondi émoussé. Les bancs de molasse gréseuse devraient fournir plus de résistance mais en réalité ils sont également soumis à l'érosion. En effet, l'altération des feldspaths entraîne une désagrégation de la roche qui facilite son érosion. Le relief molassique n'est donc vigoureux que là où l'érosion est récente et rapide, c'est-à-dire dans les ravins. Partout ailleurs, les assises de grès se confondent avec les terrains morainiques.

Le bassin de la Haute-Mentue est caractérisé par des pentes relativement faibles. La médiane pour l'ensemble du bassin est approximativement de 4° et seuls 25% du bassin dépassent 6° de pente (tab. 3).

Quantiles %	Haute-Mentue	Corbassière	Esserts	Ruzillon	Corbamont	Bois-Vuacoz
0	0.01	0.04	0.09	0.13	0.06	0.06
25	2.25	1.41	1.66	1.27	1.38	0.80
50	3.96	2.65	3.17	2.19	2.73	1.57
75	6.05	4.12	4.77	2.85	4.14	2.89
100	28.05	15.29	11.84	6.11	15.25	6.61

Tableau 3. Répartition des pentes en degrés de la Haute-Mentue et de ses sous-bassins.

Quantiles %	Haute-Mentue	Corbassière	Esserts	Ruzillon	Corbamont	Bois-Vuacoz
0	694.0	848.4	858.5	871.3	864.5	901.4
25	794.8	866.3	887.15	881.3	890.1	909.5
50	833.6	884.5	895.1	888.9	905.1	911.7
75	864.6	900.4	904.7	891.2	910.7	914.8
100	925.6	925.6	916.5	905.5	925.6	925.6

Tableau 4. Répartition des altitudes en mètres de la Haute-Mentue et de ses sous-bassins.

La répartition des altitudes est assez homogène (tab. 4). Les versants de la Haute-Mentue ont principalement une orientation nord-ouest (fig. 11).

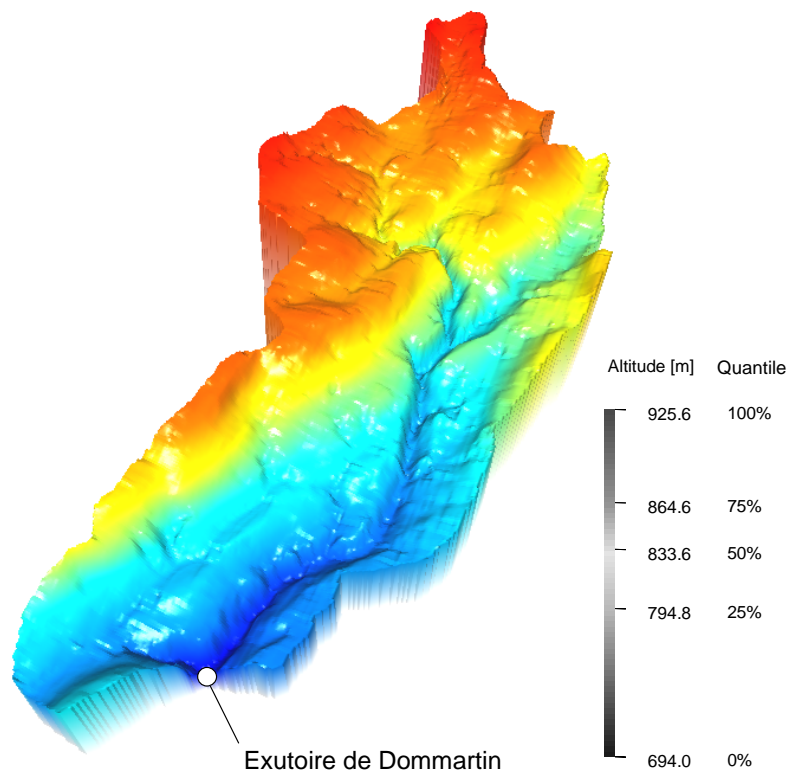


Figure 11. Représentation en trois dimensions de la topographie de la Haute-Mentue tirée du modèle numérique d'altitude MNA25 de l'Office Fédéral de la Topographie.

Les données altimétriques ont été tirées du modèle numérique d'altitude MNA25 de l'Office Fédéral de la Topographie. Ce modèle est construit sur la base de la digitalisation des courbes de niveaux des feuilles topographiques au 1:25'000. Le MNA25 est en fait une grille régulière d'altitude dont les mailles sont des carrés de 25 mètres de côté. La précision sur la détermination des altitudes peut être estimée à 2 mètres. Ce manque de précision peut être à l'origine d'éventuelles différences entre les données altimétriques présentées ici et celles présentées dans d'autres études conduites également sur la Haute-Mentue.

3.1.3 Pédologie

Les sols du plateau vaudois sont formés par une succession de processus, humification, structuration, brunification, acidification et décarbonatation (Gratier, 1980). La décarbonatation est un des processus essentiels de l'évolution des sols de la région. Elle concerne tous les sols du Plateau, mais à des degrés divers. Les conditions de drainage ont une influence prépondérante sur ce processus. Pour la molasse gréseuse (burdigalienne), la décarbonatation est rapide, mais irrégulière, des noyaux à ciment plus abondant résistent plus longtemps. La granulométrie du résidu est alors riche en sable. La décarbonatation des sols influence les conditions hydrauliques de ceux-ci. Le fait que les sols soient en général décarbonatés dans la région de la Haute-Mentue permettra lors de l'application du traçage environnemental de distinguer hydrochimiquement l'eau du sol de celle de la nappe ayant un contact prolongé avec le substratum carbonaté.

Pour les sols sur moraines, du fait de la faible perméabilité de ces horizons, l'infiltration est trop lente pour entraîner une décarbonatation importante. D'autre part la proportion de résidus insolubles est plus importante. La granulométrie est généralement plus étendue que dans le cas de la molasse gréseuse (Jordan, 1992).

Le climax du bassin de la Haute-Mentue est un sol brun lessivé avec tendance au pseudogley. La profondeur des sols s'étend de 30 centimètres à plus de 2 mètres. La valeur moyenne se situe entre 90 et 130 centimètres (Reber, 1993). Les sols bruns ont un profil assez uniforme. Leur texture, d'après la classification de la société suisse de pédologie, est limoneuse ou limoneuse-sableuse. Dans la partie forestière du bassin (sous-bassin de la Corbassière), les sols sont en général du type alocrisols (classification de FAO-UNESCO-ISRIC, 1988).

Les alocrisols se caractérisent par la présence d'un horizon diagnostique structural¹ aluminique (Sal). L'horizon Sal se situe sous un horizon A (mélange de matière organique et de matière minérale; siège de l'humification biologique). Le pH de l'horizon Sal est acide (< 5), mais il est tamponné² par l'aluminium. L'aluminium constitue 20 à 50% de la CEC (CEC: quantité maximale de cations qu'un sol peut adsorber sous forme échangeable) de cet horizon.

Les alocrisols de la région ont un solum du type: A/Sal/C³. La capacité d'échange cationique de ces sols varie entre 0.2 et 0.3 meq/l. Les cations basiques du complexe absorbant sont largement remplacés par le Mn²⁺ et l'Al³⁺, qui constituent alors les principaux éléments d'échanges. Les alocrisols sont des sols bruns acides (ancienne dénomination) sans tendance podzolique car l'Al³⁺ n'est pas entraîné dans les horizons de profondeur.

L'évolution des sols dépend essentiellement de l'effet de l'infiltration de l'eau (décarbonatation) et du facteur de l'érosion. Pour cela l'évolution et la répartition spatiale des sols dépend à la fois de la nature

-
1. L'horizon structural S est typiquement un horizon pédologique d'altération. Il est le siège de processus nets tels que l'altération des minéraux primaires, libération d'oxy-hydroxydes de fer, décarbonatation, etc.
 2. On appelle "pouvoir tampon d'un sol" l'aptitude du sol à s'opposer à une variation brutale de son pH de base.
 3. La couche C correspond à un horizon minéral de profondeur ayant subi dans toute sa masse une fragmentation importante et/ou une certaine altération géochimique.

du substratum et de la topographie. Les sols calcimagnésiques occupent les pentes fortes et les reliefs convexes. Les pentes boisées peuvent toutefois porter des sols bruns et des sols lessivés. Alors que sous culture, dans les mêmes conditions, on trouve des sols bruns calcaires peu épais. Les replats sont occupés par des sols bruns lessivés développés dans la moraine. A moins d'être sur des matériaux filtrants, ces sols sont généralement des intégrades hydromorphes (ex: pseudogley¹). D'anciens marais, le plus souvent drainés, occupent les creux dont le fond est composé soit de moraine soit de colluvions. Les sols sont le plus souvent du type gley oxydé².

Les sols de la Haute-Mentue sont affectés par des conditions d'hydromorphisme plus ou moins importantes. Reber (1993) a observé des taches d'hydromorphisme sur une grande majorité des sols de la Corbassière. Cette étude a permis par ailleurs de mettre en évidence le rôle de la couche morainique sur les conditions hydrodynamiques des sols.

3.1.4 Occupation du sol

L'occupation du sol de la Haute-Mentue est dominée par la forêt (55%). Le reste du bassin est essentiellement à vocation agricole avec quelques zones de prairies. Finalement les zones imperméables couvrent seulement 2% de la superficie totale (routes et villages).

La partie forestière est essentiellement concentrée dans la partie amont du bassin. Ainsi le sous-bassin de la Corbassière, est couvert à 80% de forêt. La forêt, ayant fait l'objet de travaux d'assainissement, est constituée pour une grande partie de plantations d'épicéa (*Picea Abies*), de quelques hêtres dans les régions bien drainées, d'aulnes noirs, d'érables et de frênes sur les fonds mal drainés. En résumé, c'est une forêt d'exploitation typique du climat tempéré humide, de moyenne altitude. Les terrains agricoles, qui occupent 20% de la surface de la Corbassière sont répartis, de façon plus ou moins égale entre les cultures à terres ouvertes (maïs, céréales, pommes de terres, betteraves sucrières) et les pâturages (parcage de génisses du début du printemps et jusqu'à la fin de l'été). La partie imperméable de la Corbassière est quasiment négligeable.

-
1. Pseudogley: hydromorphie temporaire de surface. La nappe perchée stagnante n'existe que pendant les mois humides et froids (faible ETP) et disparaît en été. Sa formation exige une forte diminution de la porosité du sommet du profil vers sa base. Dans les horizons de surface, interviennent, pendant la période d'engorgement, une réduction et une mobilisation partielle du fer et du manganèse, suivies de leur précipitation localisée, sous forme de taches rouilles ou de concrétions, par réoxydation, lorsque la nappe disparaît. L'horizon correspondant au plancher de la nappe (Bg), moins réducteur, reste coloré en ocre dans sa masse, mais il est traversé par un réseau vertical de veines blanchies, bordées de rouille, zones de circulation préférentielle des eaux acides et réductrices, issues de la nappe (Duchaufour, 1984).
 2. Gley: hydromorphie profonde permanente. Les gleys oxydés sont les plus classiques. Ce type de gley correspond à des oscillations moyennes de la nappe, laissant libre la partie supérieure de l'horizon humifère. Ils présentent trois horizons caractéristiques: l'horizon A1, hydromull épais; l'horizon G₀, tacheté de gris et de rouille, zone de reprécipitation du fer ferrique; l'horizon Gr, coloré en gris par les sels de fer ferreux (Duchaufour, 1984).

3.1.5 Climat et hydrométrie

Le climat du plateau suisse et plus particulièrement de la Haute-Mentue est du type tempéré humide à tendance continentale. La moyenne annuelle de la température est d'environ 7°. Cependant, dans le Jorat, les hivers sont rigoureux. La durée moyenne d'enneigement est de 70 jours à une altitude de 700 mètres. La pluviométrie moyenne annuelle est de 1250 millimètres. La pluie journalière extrême d'un temps de retour de dix ans est de 69 millimètres et l'intensité maximale pour une durée d'une heure et un temps de retour de dix ans est de 30 [mm/h] (Jordan, 1992).

Les précipitations sont réparties de façon plus ou moins uniforme sur toute l'année (fig. 12). Elles sont malgré tout plus abondantes en automne, avec un maximum observé au mois d'octobre. A ce moment de l'année les pluies sont du type frontal (déplacement d'ouest en est d'un front froid). Les précipitations sont de faible intensité mais s'étendent sur de longues périodes. En été c'est la situation inverse, les pluies sont courtes mais de forte intensité, elles sont du type convectif.

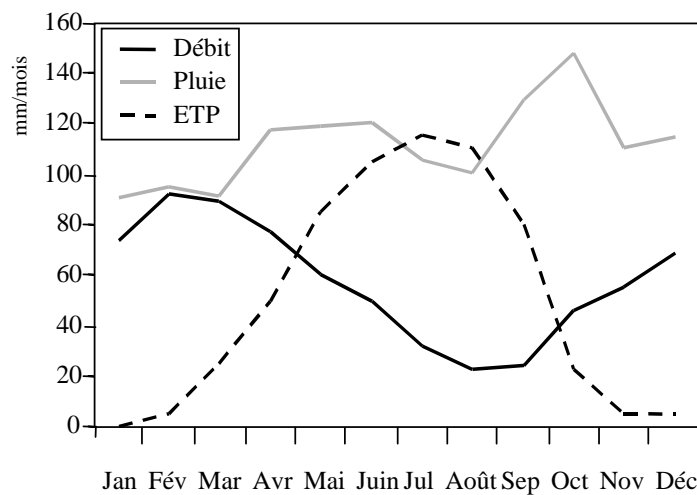


Figure 12. Composantes du bilan hydrologique de la Haute-Mentue. Valeurs moyennes multiannuelles (tiré de Iorgulescu, 1997).

L'évapotranspiration est calée sur le cycle des saisons. En moyenne, l'évaporation potentielle annuelle a été estimée à environ 600 millimètres. Il faut remarquer qu'en été pendant les mois de juillet et d'août l'évapotranspiration potentielle est légèrement supérieure aux précipitations mensuelles.

Le régime de la rivière à Dommartin (exutoire de la Haute-Mentue) est, d'après la classification de Weingartner et Aschwanden (1986) du type pluvial jurassien. Le débit moyen annuel est de 680 millimètres pour la période 1977-1996. Les débits mensuels sont abondants en hiver, puis ils décroissent dès le début du printemps (fig. 12) et jusqu'à la fin de l'été (août, septembre). Les pluies importantes d'automne et la décroissance de l'évapotranspiration permet de recharger les réserves hydriques du sol et d'accroître les débits. Les débits maximaux sont observés généralement en hiver, quand les conditions antécédentes sont humides. A la fin de l'hiver, au moment de la fonte des neiges, les réserves d'eau du sol sont probablement proches de leur capacité maximale. A ce moment, les conditions d'humidité étant élevées, le bassin est certainement dans des dispositions favorables à la production d'écoulement. En été, malgré les orages de forte intensité, la probabilité d'observer une crue de grande importance est

nettement plus faible qu'en hiver. Cependant, si les conditions d'humidité antécédentes sont élevées, ce qui est rarement le cas à cette saison, des écoulements importants peuvent toutefois se produire.

3.2 Le choix du modèle géochimique pour la Haute-Mentue

La recherche menée sur le bassin de la Haute-Mentue en vue de l'identification des processus hydrologiques et plus particulièrement dans le domaine du traçage environnemental s'inscrit parfaitement dans la tendance générale relevée dans la littérature scientifique (cf. § 2.2.4). La technique du traçage environnemental est appliquée au bassin de la Haute-Mentue depuis 1988.

Jordan (1992) est le premier à avoir utilisé cette technique dans le contexte de la Haute-Mentue. Il a appliqué un modèle isotopique (oxygène-18) à deux composantes (eau nouvelle, eau préexistante) au bassin élémentaire "Les Alloux" (3.6 ha). Cette première application a permis de tester l'applicabilité de la méthode dans le contexte physico-climatique du plateau suisse. A ce propos Jordan (1992) a montré que les conditions d'application du traçage isotopique ne sont pas entièrement réunies (voir conditions d'application des modèles de mélange énoncées dans le chapitre 2.2.3). En effet il a clairement observé en été un enrichissement isotopique le long du profil vertical du sol. Les teneurs isotopiques dans les cinquante premiers centimètres du sol sont sensiblement différentes de celles des eaux souterraines. Les eaux proches de la surface, probablement sous l'effet de la forte évaporation estivale, sont isotopiquement plus riches que les eaux souterraines. La composante "eau préexistante" ne peut plus être caractérisée par une concentration unique du traceur.

Suite à cette première étude, Iorgulescu et al. (1998) ont clairement démontré que les modèles de mélange isotopiques à deux composantes sont inappropriés pour le cas particulier de la Haute-Mentue. Ceci est essentiellement dû à la variabilité temporelle des teneurs isotopiques dans la pluie, qui se transforme en variabilité spatiale sous l'effet des écoulements à travers le bassin versant. Dans cette situation la composante "eau préexistante" ne peut plus être considérée comme homogène et donc la première hypothèse nécessaire à l'application des modèles de mélange n'est plus vérifiée (cf. § 2.2.3). Dans ce cas le débit de base est un bon intégrateur des eaux pré-existantes uniquement quand les surfaces contributives se limitent aux zones d'exfiltration de la nappe. L'application des modèles isotopiques à deux composantes est donc à mettre en relation directement avec le concept de surfaces contributives variables. Quand les surfaces contributives s'étendent à l'intérieur du bassin, l'eau stockée dans la partie supérieure du sol ayant une signature isotopique différente des eaux souterraines, peut contribuer significativement à la génération de la crue et par conséquent les eaux préexistantes ne sont plus homogènes. Selon Iorgulescu et al. (1998), dans les bassins de moyenne et haute latitude, l'hétérogénéité de l'eau préexistante devrait être considérée comme la règle plutôt que comme une exception.

Afin de différencier la contribution de l'eau du sol de celle de l'eau souterraine, Iorgulescu (1997) a conçu pour le cas de la Haute-Mentue un modèle de mélange à trois composantes. Ce modèle permet de distinguer dans les hydrogrammes de crues la contribution de l'eau des précipitations directes, celle de l'eau du sol acide et celle de l'eau de la nappe profonde à partir du suivi des teneurs en calcium et en silice dans la rivière, qui sont supposées être un mélange chimique de ces trois composantes. Dans le cadre de cette étude, nous allons utiliser comme base de travail, le modèle de mélange à trois

composantes développé par Iorgulescu (1997).

Le choix des traceurs s'est fait à la suite d'études détaillées de la chimie des eaux (pluiolessivats, pluies, eaux du sol saturé et non saturé, débit de base, eaux de rivière) et des propriétés physiques du bassin de la Haute-Mentue (Mouillière, 1993; Iorgulescu, 1997). En appliquant une approche du type EMMA (cf. § 2.2.3.1), Mouillière (1993) a montré que la silice et le calcium, dans le cas de la Haute-Mentue, sont de bons traceurs. En effet, les concentrations en calcium et en silice dans la rivière sont fortement corrélées avec le débit (le coefficient de corrélation débit-silice varie entre -0.484 et -0.915; le coefficient de corrélation débit-calcium est compris entre -0.623 et -0.970) et elles peuvent être expliquées comme étant un mélange chimique de l'eau de pluie, du sol et de la nappe. De plus, la silice et le calcium dominent la chimie des eaux de subsurface et du débit de base dans la région de la Haute-Mentue (Atteia, 1992; Iorgulescu, 1997).

Plus concrètement, la silice permet de distinguer les eaux qui ont eu un contact prolongé avec la matrice minérale (eau du sol acide et eau souterraine) avec celles des précipitations. En effet, les concentrations en silice dans les eaux du sol acide (moyenne ~ 7 mg/l) et souterraines (moyenne ~ 11 mg/l) sont relativement élevées comparativement à la concentration de ce même élément dans les pluies (moyenne ~ 0.21 mg/l). Concernant l'utilisation de la silice comme traceur, il subsiste toutefois des doutes concernant son comportement conservatif. En effet, le temps de réaction de cet élément est proche de celui du déroulement des événements pluie-débit. Ce point sera repris plus largement dans l'analyse d'incertitude des modèles de mélange géochimique (cf. § 4.3.1).

Le calcium est présent en faible quantité (moyenne ~ 325 $\mu\text{eq/l}$) dans les eaux du sol acide par contre sa concentration dans les eaux souterraines (en contact avec le substratum carbonaté) est élevée (moyenne ~ 2495 $\mu\text{eq/l}$). La différence de concentration en calcium entre les eaux des pluies et les eaux des sols acides est nettement moins marquée. Cette répartition spatiale des concentrations en calcium est cohérente avec les observations pédologiques et géologiques effectuées dans la région (cf. § 3.1.1 et 3.1.3). En effet comme cela été vu dans les chapitres traitant de la géologie et de la pédologie, le substratum est composé de dépôts sédimentaires carbonatés et les sols sont généralement du type sols bruns acides (alocrisols) avec un horizon structural décarbonaté. Le calcium permet donc de différencier les eaux souterraines des eaux superficielles (sol acide, pluie).

En résumé, le calcium et la silice permettent de distinguer dans l'écoulement de la rivière trois sources d'écoulement: les précipitations directes, l'eau du sol acide et l'eau de la nappe profonde en contact avec le substratum carbonaté (fig. 13).

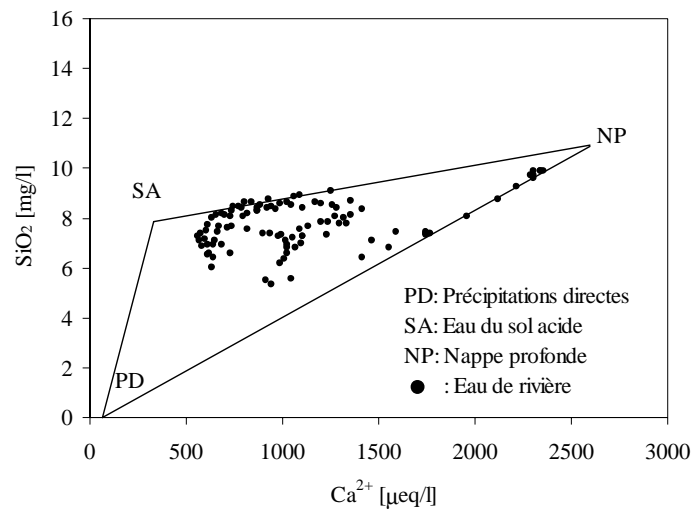


Figure 13. Modèle de mélange de la Haute-Mentue construit sur la base des concentrations en silice et en calcium (modèle I).

La contribution de chacune de ces composantes à la génération du débit de la rivière est déterminée par l'application et la résolution du système d'équations des modèles de mélange (Equ. 2). Le modèle de mélange de la Haute-Mentue est un cas particulier du système d'équations (Equ. 2), avec n le nombre de composantes égal à 3 et m le nombre de traceurs égal à 2. Dans ce cas le système d'équations (Equ. 2) avec $x_i = Q_i / Q_t$ peut être écrit sous la forme matricielle suivante:

$$\begin{bmatrix} 1 & 1 & 1 \\ C_1^1 & C_2^1 & C_3^1 \\ C_1^2 & C_2^2 & C_3^2 \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} x_1 \\ x_2 \\ x_3 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 \\ C_t^1 \\ C_t^2 \end{bmatrix} \quad \text{Equ. 3}$$

Les traceurs sont le calcium ($j=1$) et la silice ($j=2$) et les composantes sont l'eau de pluie ($i=1$), l'eau du sol acide ($i=2$) et l'eau souterraine ($i=3$).

3.3 Instrumentation et description de la campagne de mesures

Les données hydrométriques et chimiques utilisées dans cette étude pour l'application du traçage environnemental proviennent en fait de deux campagnes de mesures. La première campagne, conduite par Ion Iorgulescu, a débuté en juillet 1992 et s'est terminée à la fin de l'été 1994 (Iorgulescu, 1997). Au cours de cette période, les eaux de cinq sous-bassins (Corbassière, Corbamont, Bois-Vuacoz, Esserts et Grand-Bois) ont été échantillonnées en parallèle. Ainsi un échantillon de 45 décompositions d'hydrogrammes a été obtenu. L'essentiel de cet échantillon (33 décompositions sur 45) provient de 11 événements pluie-débit observés simultanément dans les sous-bassins de Corbassière, Corbamont et

Bois-Vuacoz. La conduite du traçage environnemental en parallèle sur plusieurs bassins a permis d'étudier simultanément la variabilité spatiale et temporelle des réponses hydrologiques et ainsi de déduire des modes de fonctionnement.

Dans le cadre de cette étude, une nouvelle campagne de traçage environnemental a été conduite d'avril 1996 à octobre 1998. Le plan d'échantillonnage de cette nouvelle campagne est calqué sur celui de la campagne précédente. L'idée était d'une part d'utiliser les équipements déjà en place et d'autre part d'assurer la continuité des mesures et ainsi d'enrichir le jeu de données. Dans le cadre de cette nouvelle campagne les expérimentations du traçage environnemental ont été conduites simultanément dans quatre sous-bassins de la Haute-Mentue (Corbassière, Esserts, Ruzillon et Bois-Vuacoz). Ces sous-bassins se situent tous dans la partie forestière en amont du bassin de la Haute-Mentue. Les bassins de Bois-Vuacoz, Ruzillon et Esserts sont tous les trois inclus dans le bassin de la Corbassière. Cette situation permet de garantir une certaine homogénéité des propriétés physiques et hydriques. Malgré l'apparente homogénéité de ces bassins, ils présentent des différences. Les principales différences entre les sous-bassins de la Haute-Mentue concernent leur topographie, leur superficie, leur géologie ou leur pédologie. L'occupation du sol, quant à elle, est très homogène. Les bassins de Bois-Vuacoz, Ruzillon et Esserts sont entièrement forestiers (tab. 5). La couverture du sol de la Corbassière, quant à elle, est à 88% forestière et le reste est composé de prairies et de terres cultivées (419'300 m²). Cette situation particulière devrait permettre d'identifier les paramètres qui contrôlent la génération des crues.

3.3.1 Mesures hydrométriques

Les expérimentations de traçage environnemental ont été conduites uniquement dans les sous-bassins de la Corbassière, cependant les mesures hydrométriques sur l'ensemble de la Haute-Mentue ont été maintenues. Les précipitations et les hauteurs d'eau ont été enregistrées respectivement à six emplacements différents au cours de l'ensemble de la période d'étude. Ces mesures ne seront pas spécifiquement analysées dans le cadre de cette étude. Jordan (1992) dans son chapitre II propose une analyse comparative des crues détaillées afin de caractériser la variabilité spatiale des réponses hydrologiques et d'identifier les caractéristiques des bassins responsables de ces différences de comportement. Il n'a donc pas semblé nécessaire de répéter cet exercice ici. Les données hydrométriques complémentaires, se situant à l'extérieur du sous-bassin de la Corbassière, ont été utilisées essentiellement pour le contrôle et la correction des données.

3.3.1.1 Mesures des précipitations

Les stations pluviométriques, mis à part le pluviographe de Vuacoz, ont toutes été installées et utilisées avant le début de cette étude. Quatre des pluviographes (Chardonney, Villars-Tiercelin, Froideville, Chalet-du-Villars) sont en fonction depuis 1987. La station pluviométrique du Chalet-d'Orsoud a été installée plus tard dans le cadre des travaux de Iorgulescu, 1997. L'emplacement de ces pluviographes (fig. 14) a été choisi initialement selon des critères de répartition spatiale et altimétrique. La station pluviométrique "Vuacoz" a été installée dans le cadre de cette étude. Le placement de cette nouvelle station a été choisi afin de connaître la pluviométrie dans la région de Bois-Vuacoz, où la grande majorité

des mesures ponctuelles (Time Domain Reflectometry, simulateur de pluie, piézomètres, cf. § 4) a été conduite.

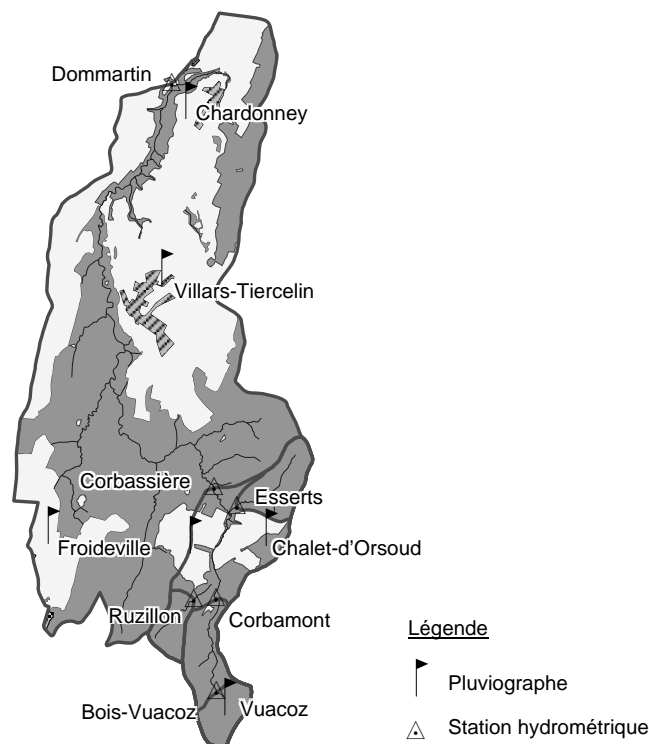


Figure 14. Stations hydrométriques et pluviographiques de la Haute-Mentue.

Les données géographiques des stations pluviométriques (Annexe 1, tab.A.1) et hydrométriques (tab. 5) présentent des différences de quelques mètres par rapport à celles indiquées par Jordan (1992). Ces différences peuvent en partie être expliquées par l'évolution du traitement des données spatiales. Les données géographiques sont maintenant entièrement traitées par voie informatique. Un système d'information géographique (SIG) rassemblant toutes les données géoréférencées de la Haute-Mentue a été construit sur MapInfo, sur la base de la carte topographique (feuille 1223) vectorielle (Vector 25) de l'office fédéral de la topographie. Les données géographiques (coordonnées, superficie, altitude, pente) peuvent alors être déduites aisément à partir de ce SIG. Toutefois, la précision sur le positionnement d'objets (stations hydrométriques et pluviométriques, contour des bassins versants...) reste relativement faible, elle varie de l'ordre du mètre, voire de la dizaine de mètres. En effet, la majorité des objets se situe en forêt loin des points de référence du système national de coordonnées. En analysant les données géographiques (positionnement, superficie, longueur de cours d'eau) il faut être conscient de ce manque de précision.

L'équipement des six stations pluviométriques est identique. Il est composé d'un pluviographe à auget basculeur de 0.1 mm. La surface réceptrice de ces pluviographes est de 200 cm². Selon la norme préconisée par l'OMM (1980) les pluviographes ont été disposés de telle sorte que la surface réceptrice se situe à 1m50 de la surface du sol. L'acquisition des données se fait sur mémoires solides au moyen d'un acquieseur de données du type MADD I (Etrelec, Bussigny, Suisse).

Les erreurs principales des pluviographes à augets basculeurs sont dues à des vitesses de basculement trop lentes ou à des pertes d'eau au moment du basculement. Les appareils à augets sous-estiment les fortes intensités de pluie. Rossi (1998) a observé, pour le même type de pluviographes que ceux utilisés dans cette étude, une sous-estimation des pluies réelles de 30% et 14% respectivement pour des intensités de 220 mm/h et 50 mm/h. En dessous de 25 mm/h les différences entre les intensités réelles sont beaucoup plus faibles.

Les six pluviographes de la Haute-Mentue sont installés dans des zones ouvertes dépourvues de couverture végétale. Par conséquent, les enregistrements correspondent aux pluies totales. Les précipitations mesurées au moyen de l'ensemble des pluviographes ne correspondent donc pas à la quantité d'eau qui arrive réellement au sol dans la zone forestière. Afin d'obtenir la pluie brute il faudrait déduire de la pluie totale l'eau qui est interceptée par la végétation. Malheureusement sur le bassin de la Haute-Mentue, jusqu'à ce jour, aucune mesure directe de l'interception n'a été effectuée. Il faut donc se référer à des études conduites dans d'autres bassins versants. Dans le cas d'une forêt de pins (*Pinus sylvestris*) située dans l'est des Pyrénées, Llorens et al. (1997), suite à une expérimentation conduite sur trente mois, estiment l'interception à 24% de la pluie totale. En réalité, l'interception varie avec la quantité d'eau précipitée. Llorens et al. (1997) observent que l'interception relative est de 50% pour des pluies totales inférieures à 8 mm et de 15% pour des pluies totales supérieures à 20 mm. Au-delà de 20 mm de précipitations l'interception reste plus ou moins constante. Intuitivement on aurait tendance à supposer que dans les régions à climat tempéré l'évaporation est plus faible que dans les régions méditerranéennes à cause de la différence de température de l'air. Mais en réalité dans les climats tempérés l'évaporation de l'eau qui est interceptée par la végétation peut être également importante. En effet, les pluies dans ces régions sont intermittentes et moins intenses ainsi la canopée est très souvent humide et présente donc fréquemment des conditions favorables à l'évaporation (Calder et Newson, 1979; Rutter, 1975). Autrement dit la capacité de saturation de la canopée dans les climats tempérés est pleinement utilisée pour l'évaporation. Par conséquent, l'interception dans les climats tempérés peut être tout aussi importante que dans les régions méditerranéennes ou même voire plus. Dans le cas de la Haute-Mentue, malgré le manque d'observations il est possible d'estimer l'importance de l'interception par modélisation. Une estimation de l'interception a été ainsi obtenue sur la base des données météorologiques à disposition (température, vent, rayonnement global, humidité) et en appliquant le module interception du modèle hydrologique SHETRAN (Ewen et al., 1998). Ce module est basé essentiellement sur le modèle de Rutter (Rutter et al., 1971; Rutter et al., 1975; Rutter et Morton, 1977). Ainsi pour l'ensemble de l'année 1998, l'interception en forêt a été estimée à 228 mm, soit 18.5% de la pluie totale. Au cours de l'année l'interception a varié de 2.5% au mois de décembre à 35% au mois d'août. Ces résultats indiquent que l'interception par la forêt sur la Haute-Mentue peut être relativement importante.

Dans la suite de ce travail les précipitations seront présentées toujours sous la forme de pluies totales et non de pluies nettes. Ceci ne devrait toutefois pas affecter l'interprétation des résultats, car l'attention se portera essentiellement sur les événements hydrologiques majeurs, qui se produisent essentiellement entre l'automne et le printemps, quand l'interception est faible.

3.3.1.2 Mesures des hauteurs d'eau

Depuis avril 1996, les hauteurs d'eau sont enregistrées en continu à la station hydrométrique de Dommartin (exutoire de la Haute-Mentue) et à l'exutoire de cinq sous-bassins de la Haute-Mentue (tab. 5 et fig. 14).

Nom	Coordonnées	Superficie [m ²]	Longueur réseau hydrographique [m]	Occupation du sol
Dommartin	544'050 / 166'350	12'500'000	30'000	59% forêt, 14% culture 11% prairie, 13% sol nu 3% urbain ^a
Corbassière	544'482 / 162'314	1'916'000	7'542	88% forêt 12% prairie/culture
Esserts	544'709 / 162'126	334'200	1'328	100% forêt
Ruzillon	544'279 / 161'197	183'800	939	100% forêt
Corbamont	544'504 / 161'205	569'100	2'217	100% forêt
Bois-Vuacoz	544'506 / 160'270	226'400	289	100% forêt

Tableau 5. Données géographiques et occupation du sol des bassins de la Haute-Mentue.

a. L'occupation du sol de la Haute-Mentue a été déterminée à partir de l'image satellite de Landsat TM du 5 août 1992 (Laloë, 1996).

Afin de déterminer précisément le débit à partir des mesures de la hauteur d'eau, l'ensemble des stations hydrométriques sont équipées d'ouvrages hydrauliques calibrés (fig. 15 et tab. A.2). La courbe de tarage de ces ouvrages est soit fournie directement par le constructeur soit elle a été calculée en considérant la géométrie de l'ouvrage et en appliquant les principes de l'hydraulique. La précision des courbes de tarages varie selon le type d'ouvrages de 2% (déversoir triangulaire à paroi mince) à 8% (déversoir en double V).

Toutes les stations hydrométriques sont équipées d'une sonde de pression (VEGA; Schiltach, Allemagne) pour la mesure des hauteurs d'eau et d'un acquéreur de données du type MADD II (Etrelec, Bussigny, Suisse). Les hauteurs d'eau sont enregistrées toutes les deux minutes sur les cassettes mémoires MADD. En réalité, le MADD enregistre les valeurs en unité digitale, qui lui est propre. Il faut donc procéder à un calibrage des sondes en laboratoire pour déterminer la relation unité digitale - hauteur en millimètres. Les erreurs commises lors de cette transformation ont été estimées à plus ou moins deux millimètres. Ces erreurs sont dans tous les cas inférieures à 5 mm. L'erreur totale commise sur l'ensemble de la procédure de la détermination des débits a été estimée approximativement, lors de jaugeages au sel conduits à l'exutoire des bassins versants, à 15%.



Figure 15. Station hydrométrique de Bois-Vuacoz, composée d'un ouvrage hydraulique du type H-flume, d'un débitmètre MADD et d'un équipement d'échantillonnage des eaux de rivière (débitmètre ISCO 4220 et préleveur ISCO 2900).

Depuis octobre 1997, l'enregistrement des hauteurs d'eau a été doublé aux exutoires des quatre sous-bassins (Corbassière, Esserts, Ruzillon et Bois-Vuacoz), où les expérimentations de traçage environnemental ont été conduites. Des débitmètres du type ISCO 4220 (ISCO Environmental Division, Lincoln, USA) ont été installés essentiellement en vue de l'échantillonnage des eaux de rivières (cf. § 3.3.2). Cependant les séries de débits obtenues par ce système sont également utilisées pour contrôler les données provenant des MADD ou pour les compléter en cas de panne technique. La précision de l'enregistrement des hauteurs d'eau par le système ISCO varie de 0.3 à 0.6 mm.

3.3.1.3 Contrôle des données

Les séries de pluies horaires enregistrées aux six stations pluviométriques de la Haute-Mentue ont été comparées une à une aux pluies enregistrées à la station de Payerne (station 5890 Payerne), qui fait partie du réseau Institut Suisse de Météorologie (ISM), en appliquant la méthode des doubles cumuls (Talamba et Joerin, 1999). Mis à part peut-être la station de Chardonney, toutes les autres stations pluviométriques présentent des interruptions de mesures dues à des pannes techniques. Par conséquent, aucune des ces stations ne peut être considérée comme station de référence de la Haute-Mentue. Afin d'obtenir une série de précipitations complète, il a été choisi alors de construire une pluie moyenne, calculée sur la base des observations faites sur les six pluviographes de la Haute-Mentue, plutôt que de corriger une à une chacune des séries. Ainsi pour chaque pas de temps horaire, la moyenne arithmétique des pluies à disposition a été calculée. La série des pluies horaires ainsi obtenue est bien corrélée avec les pluies de Payerne (fig. 16).

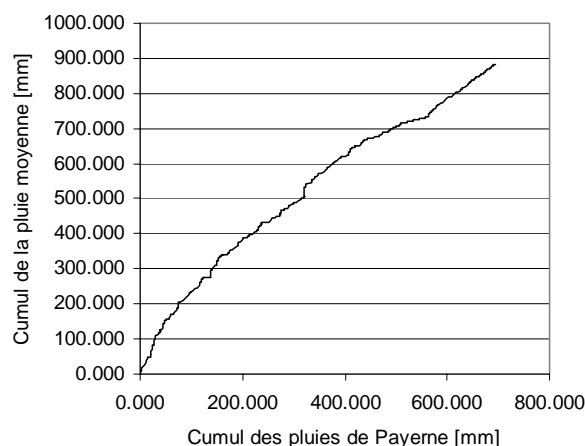


Figure 16. Double cumul de la pluie horaire moyenne et de la série de pluie horaire de la station ISM de Payerne.

La caractérisation de la pluviométrie d'une région par le calcul d'une pluie moyenne sur la base de plusieurs pluviographes présente plusieurs désavantages. Tout d'abord, cette approche ne respecte pas les répartitions temporelles et spatiales des précipitations à travers le bassin. Cependant pour les périodes d'octobre-novembre 1997 et d'avril-mai 1998 qui seront plus particulièrement étudiées dans la suite du travail, la variabilité temporelle et spatiale semble limitée. A cette époque les pluies sont essentiellement du type frontal et donc elles sont relativement homogènes sur l'ensemble de la Haute-Mentue.

Le contrôle des séries des débits s'est fait en comparant les débits spécifiques observés aux exutoires des sous-bassins de la Haute-Mentue (fig. 54). Globalement, les séries de débit sont de bonne qualité. Le fait d'avoir doublé l'enregistrement des hauteurs d'eau a permis de corriger ou de compléter les séries acquises par le système MADD avec celles du système ISCO chaque fois que les données présentaient des anomalies.

3.3.2 Echantillonnage des eaux

Dans ce sous-chapitre, seule la campagne d'échantillonnage conduite entre avril 1996 à octobre 1998 sera décrite. Les résultats du traçage environnemental présentés dans le chapitre 5 se baseront essentiellement sur cette campagne. Par contre, l'analyse d'incertitude des modèles de mélange géochimique présentée dans le chapitre 4 a été construite en grande partie sur la base des expérimentations de traçage environnemental menées dans le cadre de la thèse de doctorat de Ion Iorgulescu entre 1992 et 1994 (Iorgulescu, 1997). La différence essentielle entre ces deux campagnes se situe au niveau du mode d'échantillonnage des eaux de rivière. En effet, depuis novembre 1997 un nouvel équipement a permis de procéder à un échantillonnage des eaux de rivières proportionnel au débit observé à l'exutoire des bassins. Ce système sera décrit plus en détail dans le chapitre 3.3.2.1. Pour obtenir de plus amples informations concernant le plan d'échantillonnage de la campagne 1992-1994, le lecteur est invité à se référer au chapitre 4.1 de Iorgulescu (1997).

Au cours de la campagne d'échantillonnage 1996-1998, la fréquence d'échantillonnage a été très variable, comme cela peut s'observer dans la figure 17.

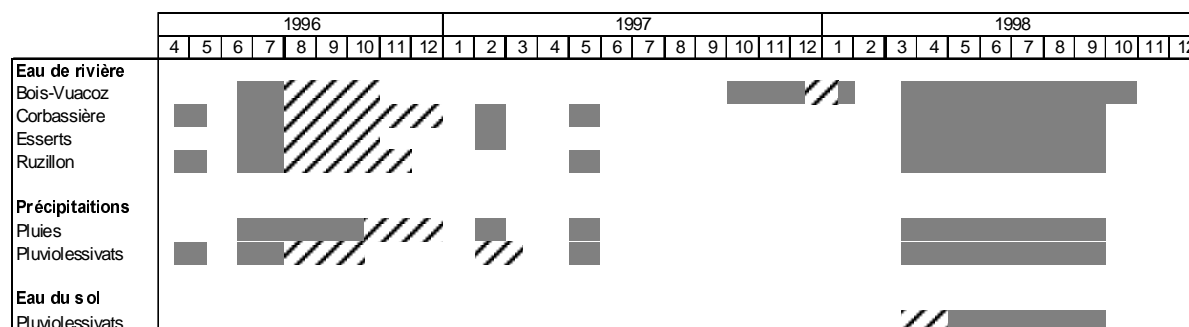


Figure 17. Fréquence d'échantillonnage des eaux de rivière, des précipitations et de l'eau du sol entre 1996 et 1998.

Les plages gris clair de cette figure correspondent à un échantillonnage quasi hebdomadaire des eaux. Les séries continues d'échantillonnage sont représentées par les plages gris foncé. La période d'échantillonnage la plus intensive, la plus complète et par conséquent la plus intéressante a été obtenue au cours de l'année 1998, grâce à un travail intensif de terrain et à l'installation du nouveau système d'échantillonnage des eaux de rivière. Il a été possible de prélever en continu les eaux de pluies, les eaux du sol et les eaux de quatre sous-bassins pendant plus de six mois. Au cours de cette période, approximativement 2600 échantillons ont été récoltés et analysés en laboratoire pour déterminer leur composition chimique (cf. § 3.3.3). Sur l'ensemble de la campagne 1996-1998, 4870 échantillons ont été prélevés.

3.3.2.1 Eaux de rivières

Afin d'obtenir une bonne caractérisation chimique des eaux de rivière, les stations hydrométriques se situant à l'exutoire des bassins de Bois-Vuacoz, Ruzillon, Esserts et Corbassière ont été équipés d'un système ISCO débitmètre-préleveur (fig. 15 et 18). Ce système permet d'effectuer un échantillonnage proportionnel au volume d'eau transitant à travers l'exutoire. Au moyen d'une sonde de pression, le débitmètre (type ISCO 4220) enregistre toute les 5 minutes les hauteurs d'eau dans l'ouvrage hydraulique de contrôle (cf. § 3.3.1). La courbe de tarage étant mémorisée dans le débitmètre, le volume d'eau est alors obtenu en multipliant les débits observés au temps séparant deux mesures. Il est alors possible de programmer le débitmètre pour qu'il active l'échantillonneur (type ISCO 2900) après qu'un certain volume d'eau a transité à travers l'exutoire. Ce volume change d'un bassin à l'autre (Annexe 1, tab. A.3), il dépend en fait des réponses hydrologiques. Ces volumes ont été déterminés préalablement par une analyse détaillée des hydrogrammes et ils ont été adaptés suite aux premiers événements échantillonnés afin de garantir une bonne discrétisation des crues, mais également des débits de base.

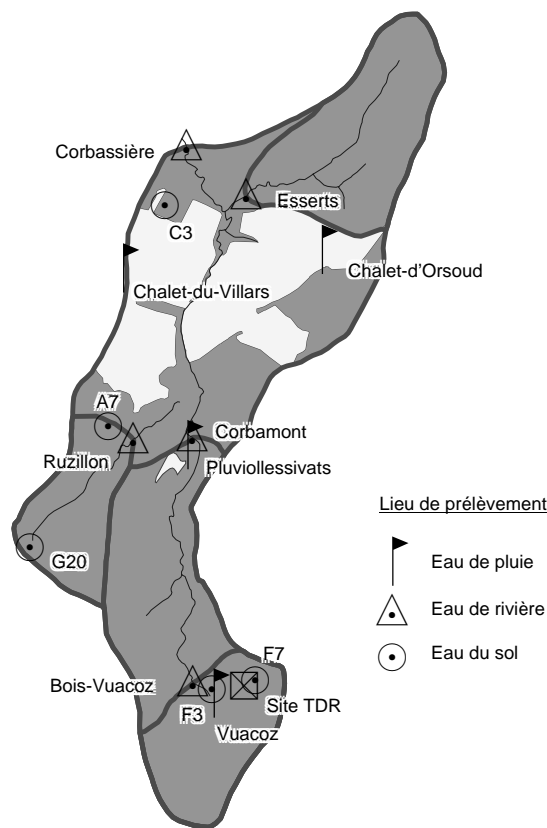


Figure 18. Points d'échantillonnage des eaux de rivière, de pluie et du sol sur le bassin de la Corbassière.

En se référant à l'hypothèse émise par Sklash (1990), les échantillons d'eau du débit de base ont été utilisés pour définir chimiquement les eaux souterraines de la nappe. En effet, Sklash (1990) suggère que le débit de base intègre les signatures chimiques des eaux souterraines proches du réseau hydrographique, qui sont susceptibles de contribuer à la génération de la crue lors d'un événement pluie-débit. Cette méthode permet par ailleurs d'intégrer une partie de la variabilité spatiale des eaux souterraines. La validité de cette méthode en période humide est discutable. En effet, il est probable que dans de telles conditions le débit de base soit un mélange d'eau du sol et d'eau de la nappe.

3.3.2.2 Précipitations

L'eau de pluie hors couvert a été échantillonnée à l'aide d'un débitmètre bulle à bulle ISCO 4230 (fig. 19). L'eau de pluie est collectée par un pluviographe, dont la surface réceptrice est égale à 1000 cm². L'eau récoltée par le pluviographe est stockée provisoirement dans un récipient totalisateur. L'orifice du tube bulleur a été fixé au fond de ce récipient. Le débitmètre pousse à l'aide d'un mini-compresseur une colonne d'air vers le tube bulleur immergé. Ainsi, le débitmètre détermine la hauteur d'eau par le biais de la contre-pression nécessaire au maintien du bullage régulier. Quand le niveau d'eau dans le récipient atteint une hauteur correspondant à 5 mm de précipitations, le débitmètre commande un préleveur ISCO

(type 2900), qui prélève toute l'eau stockée. Le prélèvement est enregistré sur l'horloge interne du débitmètre. D'autre part, le débitmètre est connecté à un pluviographe identique à celui des six stations pluviométriques de la Haute-Mentue (cf. § 3.3.1.1), ce qui permet de déterminer précisément la pluviographie à l'endroit des prélèvements (Chalet-du-Villars).



Figure 19. Système d'échantillonnage des eaux de pluie localisé à Chalet-du-Villars.

En résumé, ce système permet d'échantillonner automatiquement la pluie avec un incrément de 5 mm. En complément à ce système, les eaux évacuées par les pluviographes de Vuacoz et de Chalet-d'Orsoud sont collectées dans des récipients totalisateurs. Chaque semaine et après chaque journée pluvieuse le contenu de ce récipient est relevé.

La composition chimique des pluies est modifiée lors de leurs passages à travers le couvert forestier. Plusieurs phénomènes sont à l'origine de ces modifications. La couverture végétale a tendance à réduire la vitesse du vent ce qui entraîne la déposition sur les aiguilles de substances présentes dans l'air sous forme particulaire ou gazeuse. Ces accumulations sont nommées "dépôts secs". Les feuilles et les aiguilles sécrètent naturellement des substances chimiques qui s'accumulent à leur surface. L'évaporation de l'eau interceptée par les aiguilles et les feuilles peut conduire également à un dépôt de substances chimiques. L'ensemble de ces particules déposées sont soit adsorbées soit absorbées. Si elles sont simplement adsorbées, elles peuvent être alors lessivées sous l'effet de nouvelles pluies.

Etant donné que les bassins, où les expérimentations de traçage environnemental ont été conduites, sont essentiellement forestiers, l'eau des pluiolessivats (fig. 18) a été échantillonnée afin de caractériser la composition chimique des eaux arrivant effectivement au sol dans ces régions. Sous forêt, le prélèvement des pluies nécessite une grande surface d'interception afin d'intégrer lors de l'échantillonnage une partie de la variabilité spatiale des pluiolessivats. L'eau sous couvert est donc récoltée à l'aide d'une gouttière (3000 cm²), reliée à un bidon collecteur. L'eau stockée dans le bidon est vidée une fois par jour lors des périodes pluvieuses.

3.3.2.3 Eau du sol

L'échantillonnage des eaux du sol a été effectué aux mêmes endroits qui ont été suivis dans le cadre de la campagne de mesures 1992-1994. Cependant le nombre de points échantillonnés a été fortement réduit. Seuls 5 (F3, F7, G20, A7, C3 voir figure 18) des 15 sites ont été retenus (Annexe 1, tab. A.4). Avec les moyens à disposition il ne semblait pas possible d'améliorer les connaissances concernant la variabilité spatiale des eaux du sol par rapport aux études antérieures conduites dans la région de la Haute-Mentue (Atteia, 1992; Iorgulescu, 1997). Il aurait fallu intensifier le réseau d'échantillonnage de l'eau du sol ce qui aurait nécessité un très grand travail et donc des sacrifices par rapport à d'autres analyses. De plus une telle expérimentation n'aurait pas nécessairement conduit à une meilleure compréhension de la variabilité spatiale. En effet de par le caractère excessivement hétérogène du sol, les mesures ponctuelles ne semblent pas vraiment appropriées. Dans ce contexte, il a été donc préférable de limiter les points d'échantillonnage et de se concentrer sur l'analyse de la variabilité temporelle des eaux du sol. Ainsi, un piézomètre équipé d'un système de prélèvement automatique (ISCO 2900) a été installé à proximité du point d'échantillonnage F7. L'eau du piézomètre est pompée avec une fréquence de sept heures.

L'échantillon des points de prélèvement n'est certainement pas représentatif de la variabilité spatiale des eaux du sol. En effet, l'emplacement des points d'échantillonnage a été choisi de façon non aléatoire. Le plan d'échantillonnage a été établi afin de suivre plus particulièrement l'évolution temporelle des zones proches de la rivière ou les zones saturées. Comparativement, peu d'attention a été accordée aux zones bien drainées situées dans la partie supérieure des versants, qui sont caractérisées par des sols acides.

Les eaux du sol ont été échantillonnées par deux types d'équipement. Dans les zones non saturées, les eaux ont été prélevées à l'aide de bougies poreuses (standard: Soil moisture Equipement Corp., Santa Barbara, USA). La dépression (0.5 bar) dans ces bougies est établie par une pompe vacuum manuelle. Les bougies poreuses ont été installées à des profondeurs comprises entre 15 cm et 65 cm. Les eaux des zones saturées ont été échantillonnées à l'aide d'extracteurs. Les extracteurs sont en fait simplement des tubes en PE dont la partie inférieure est perforée sur 5-20 centimètres par des trous de 5 millimètres de diamètre (fig. 20).

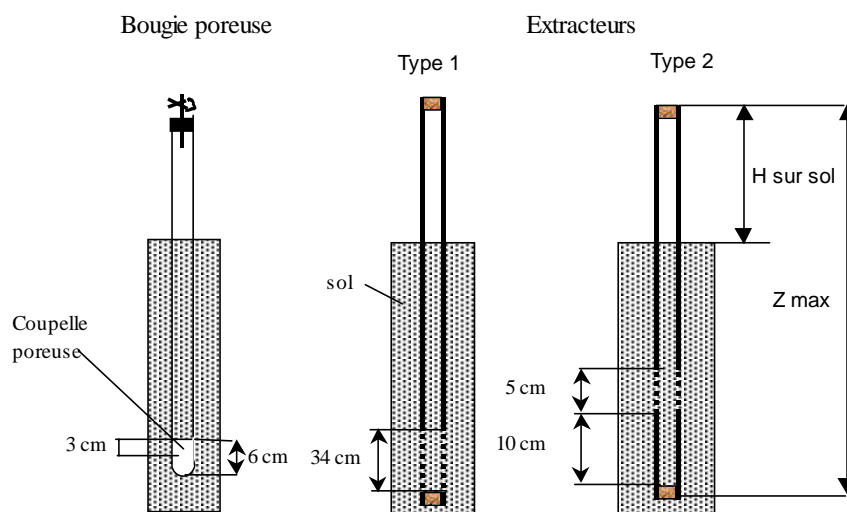


Figure 20. Equipements d'échantillonnage des eaux du sol.

Il semble important de remarquer que le type d'équipement d'échantillonnage peut influencer la composition chimique des eaux récoltées. A ce sujet, Atteia (1992) a clairement montré que les concentrations des eaux échantillonnées par des lysimètres gravitaires sont différentes de celles échantillonnées par des bougies poreuses.

3.3.3 Analyses chimiques

Tous les échantillons récoltés ont fait l'objet d'une analyse chimique. Par contre les analyses isotopiques ont été conduites uniquement sur les échantillons récoltés lors d'événements pluie-débit potentiellement intéressants. La sélection de ces événements se fait sur la base des résultats des analyses chimiques. La préparation des échantillons pour ces deux types d'analyse diffère légèrement.

A partir d'un échantillon primaire récolté sur le terrain trois échantillons secondaires ont été systématiquement préparés respectivement pour les analyses isotopiques, des cations et des anions majeurs. L'eau arrivant du terrain est provisoirement stockée au réfrigérateur, à une température moyenne de 4°C. Le plus rapidement possible les échantillons destinés aux analyses chimiques (cations et anions) sont filtrés sur des membranes dont la porosité est inférieure à 0.45 µm. L'eau filtrée est stockée soit dans une bouteille en polyéthylène de 50 ml pour les analyses des cations soit dans une fiole de 5 ml fermée hermétiquement pour les analyses des anions. L'échantillon secondaire destiné à l'analyse isotopique est directement prélevé (pas de filtrage) dans la solution mère et placé dans une bouteille en verre opaque de 20 ml. Lors de la fermeture de cette bouteille, il est important de veiller à ce qu'il n'y ait pas de bulle d'air, afin d'éviter tous échanges gazeux avec la solution. L'ensemble de ces préparations est stocké à nouveau dans un réfrigérateur en attendant d'être soumis aux analyses chimiques ou isotopiques.

3.3.3.1 Cations majeurs et silicium

Les cations majeurs (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+) ainsi que le silicium ont été analysés grâce à l'ICP-MS (Perkin Elmer) de l'IATE-Pédologie. L'analyse de reproductibilité a montré que les coefficients de variation étaient inférieurs à 5%, excepté pour les concentrations de potassium inférieures à 2 mg/l. La période d'entreposage des échantillons avant leur analyse a été parfois assez longue, de l'ordre du mois. Cependant la répétition de l'analyse avant et après une longue période d'entreposage a montré une bonne reproductibilité des résultats.

Lors de la présentation des résultats, les concentrations des échantillons sont soit exprimées en mg/l soit en µeq/l. La notion d'équivalent se définit comme la masse de l'ion considéré, divisé par l'électrovalence (ou charge ionique) de cet ion:

$$1 \text{ équivalent} = \frac{\text{Masse atomique en gramme}}{\text{Valence}} = \frac{M}{V} \quad \text{Equ. 4}$$

Dans la suite du rapport, les concentrations en calcium des solutions d'eau seront le plus souvent exprimées en $\mu\text{eq/l}$ (pour le calcium $1 \mu\text{eq/l} = 0.02004 \text{ mg/l}$).

3.3.3.2 Anions majeurs

Les anions Cl^- , F^- , NO_3^- , SO_4^{2-} et PO_4^{3-} ont été analysés par chromatographie ionique avec un équipement SKYMAM S1000 de l'IATE-Pédologie. Un essai de reproductibilité a montré que cette analyse avait un coefficient de variation inférieur à 5% et que cette variation diminuait avec l'accroissement des concentrations.

3.3.3.3 Oxygène-18

Les préparations d'échantillons pour l'analyse isotopique se sont faites au laboratoire de l'IATE HYDRAM selon la technique d'équilibrage proposée par Epstein et Mayeda (1953). L'eau ne peut pas être directement analysée par les spectromètres de masse, par conséquent l'oxygène-18 est mesuré indirectement en équilibrant l'eau avec le CO_2 (Equ. 5).



La teneur en oxygène-18 de l'échantillon d'eau est alors déduite de la teneur en CO_2 , avec lequel il s'établit un équilibre. Le fractionnement entre le CO_2 et H_2O a été étudié par de nombreux auteurs. La valeur moyenne du facteur de fractionnement ($\alpha = R_{\text{reactant}} / R_{\text{product}}$) est de 1.0412 (Friedman et al., 1982). Cette valeur est utilisée maintenant comme un standard. Ainsi, le CO_2 en équilibre avec l'eau est enrichi à 41.2 ‰ en oxygène-18. Les échantillons de CO_2 ont été analysés à l'institut de Minéralogie de l'Université de Lausanne à l'aide d'un spectromètre de masse (Finnigan MAT 251 ou Finnigan MAT Delta-S).

La reproductibilité des analyses a été suivie de façon continue; tous les 5 échantillons un standard a été analysé. Iorgulescu (1997) a effectué une analyse statistique de la variation des déterminations de la teneur isotopique de ce standard. L'écart-type déterminé sur la base de 132 observations est égal à 0.147 ‰. Cette valeur est comparable à celles relevées dans la littérature (0.1 - 0.2 ‰).

Analyse d'incertitude des modèles de mélange: application au cas de la Haute- Mentue

4.1 Contexte de l'analyse d'incertitude

Le traçage environnemental est un outil très précieux pour l'étude des processus hydrologiques. Cette technique offre une image synthétique du comportement hydrologique d'un bassin versant. L'application de cette technique a permis entre autres de mettre en évidence l'importante contribution des eaux préexistantes à la génération des crues, ce qui a bouleversé la conceptualisation de l'hydrologie fondamentale. Les modèles de décomposition d'hydrogrammes sont généralement construits sur des hypothèses simplificatrices fortes qui sont parfois peu réalistes (nombre, nature et homogénéité spatio-temporelle des pôles de mélange; conservativité et indépendance des traceurs) (Ambroise, 1998). La validité des applications du traçage environnemental dépend directement de la vérification de ces hypothèses. En réalité, les hypothèses d'application des modèles de mélanges ne sont jamais complètement vérifiées. Par conséquent, les résultats des décompositions d'hydrogrammes sont entachés d'une certaine incertitude. De ce fait l'interprétation des décompositions des hydrogrammes en termes de processus hydrologiques peut se faire d'une façon rigoureuse uniquement si l'incertitude des décompositions est considérée. La validité des modèles de décomposition d'hydrogramme semble donc passer forcément par la considération de leur incertitude. Le lien entre la validité des hypothèses d'application des modèles de mélanges et l'incertitude des résultats sera mis en évidence dans ce chapitre.

La qualité des décompositions d'hydrogrammes par l'application des modèles de mélange dépend entre autres de la bonne différenciation chimique des composantes. Pratiquement, les signatures chimiques des composantes sont définies à partir des échantillons d'eau récoltés dans chacun des compartiments perçu comme une source potentielle d'écoulement. La définition chimique n'est donc pas unique. En effet, la

composition chimique des eaux à l'intérieur d'un compartiment présente généralement une importante variabilité spatiale et temporelle, qui est difficile voire impossible à caractériser par un échantillonnage ponctuel. La variabilité chimique des eaux à l'intérieur des compartiments est due à l'hétérogénéité des milieux (couverture végétale, sol, géologie) et à la variabilité temporelle des échanges chimiques entre l'eau et son environnement. La dynamique de ces réactions chimiques (ex: dissolution, sédimentation) dépend entre autres de la température, de la pression, du pH, de la disponibilité (quantité) des éléments chimiques, des conditions hydriques, etc. Pour assurer une interprétation réaliste des applications des modèles de mélange géochimique, il semble donc important de considérer la variabilité chimique des composantes.

L'analyse d'incertitude proposée ci-dessous estimera les conséquences que la variabilité chimique des composantes peut avoir sur les séparations d'hydrogrammes et leur interprétation. Jusqu'à ce jour très peu d'études ont traité ce sujet. De plus, la majorité d'entre elles ont estimé l'incertitude des modèles de mélange simplement par une analyse de sensibilité, en faisant varier la composition chimique des composantes selon les observations (ex: Neal et al., 1990; McDonnell et al., 1991; Sklash et al., 1996). Blavoux (1978) et Rodhe (1987) ont estimé quant à eux par un calcul d'erreur classique l'incertitude des résultats des décompositions isotopiques à deux composantes. Ils ont montré entre autres que plus les concentrations isotopiques des deux composantes étaient différentes, meilleure était la précision de la détermination de leur contribution. Hooper et al. (1990) sont probablement les premiers à proposer une étude formelle de l'incertitude des modèles de décomposition à trois composantes. Pour cela ils ont développé les équations classiques des modèles de mélange selon des séries de Taylor du premier ordre. Sur le même principe, Beven (1991) et Genereux (1998) ont également estimé l'incertitude des modèles à deux et trois composantes. Ces trois études sont en fait basées sur la théorie classique de la propagation des erreurs, qui est largement utilisée dans le domaine des sciences techniques (ex: calcul de compensation appliqué à la géodésie et à la mensuration; Dupraz, 1994). Bazemore et al., (1994), Durand et Juan Torres (1996), quant à eux, ont estimé l'incertitude des modèles de mélange en appliquant une approche de simulation de Monte-Carlo. En résumé, le principe de cette méthode consiste à résoudre un grand nombre de fois le système mathématique classique des modèles de mélange (Equ. 2) en faisant varier aléatoirement les signatures chimiques des composantes à l'intérieur des distributions statistiques qui les caractérisent.

Les études mentionnées ci-dessus ont analysé et estimé l'incertitude des séparations d'hydrogrammes due aux erreurs des analyses chimiques et à la variabilité spatio-temporelle des compositions chimiques des composantes, mais aucune n'a considéré l'incertitude due au choix des hypothèses du modèle de mélange. Pourtant l'application des modèles de mélange géochimique nécessite la formulation d'hypothèses, qui affectent les résultats et limitent leur interprétation. En effet, face à la complexité du système étudié, il est impossible de développer un modèle complet intégrant l'ensemble des processus hydrologiques et géochimiques.

L'analyse présentée ci-dessous se propose d'étudier aussi bien l'incertitude statistique que l'incertitude de modélisation. L'incertitude statistique est due simplement à la variabilité chimique des composantes et aux erreurs analytiques de laboratoire. L'incertitude de modélisation également appelée incertitude "fondamentale" est affectée par les hypothèses, la forme même des modèles de mélange. Dans un premier temps l'incertitude statistique sera étudiée grâce à l'application systématique du modèle AIDH (Analyse d'Incertainitude des Décompositions d'Hydrogrammes) aux hydrogrammes. Le principe du

modèle AIDH, qui est construit sur une approche de Monte-Carlo, est détaillé dans le chapitre 4.2. Ce type d'approche ne permet pas d'étudier directement l'incertitude de modélisation. Cette dernière sera alors étudiée en comparant des modèles alternatifs tous basés sur les mêmes traceurs, mais en considérant des hypothèses différentes pour la définition chimique des composantes. Finalement, afin d'évaluer une éventuelle variation temporelle des compositions chimiques des composantes au cours des événements pluie-débit, ou plus généralement afin d'évaluer la fiabilité des séparations d'hydrogrammes, une analyse de sensibilité sera conduite, puis à partir des résultats du modèle de mélange chimique le signal en oxygène-18 de la rivière sera reproduit et comparé à celui observé. L'analyse d'incertitude des modèles de mélange à trois composantes présentée ci-dessous est construite sur le cas particulier de la Haute-Mentue. Toutefois le caractère fondamental des observations permettra de transposer directement les résultats à d'autres cas d'application.

4.2 Présentation de l'approche

L'analyse d'incertitude proprement dite des modèles de mélange géochimique est abordée dans le cadre de cette étude par une approche de Monte-Carlo (Hammersley et Handscomb, 1967). Le principe de cette procédure est en soi assez simple puisqu'il s'agit d'échantillonner de manière répétée la fonction $Y = f(X_1, \dots, X_n)$ pour des ensembles (X_1, \dots, X_n) générés aléatoirement sur la base de leurs fonctions de densité de probabilité. Concrètement, l'application de la méthode de Monte-Carlo aux modèles de mélange consiste à résoudre le système d'équations (Equ. 6) n fois ($n = 10000$ dans le cas présent).

$$\begin{bmatrix} x_1 \\ x_2 \\ x_3 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & 1 & 1 \\ C_1^1 & C_2^1 & C_3^1 \\ C_1^2 & C_2^2 & C_3^2 \end{bmatrix}^{-1} \cdot \begin{bmatrix} 1 \\ C_t^1 \\ C_t^2 \end{bmatrix} \quad \text{Equ. 6}$$

Le programme AIDH a été développé afin d'automatiser cette procédure et de pouvoir étudier de façon systématique l'incertitude des modèles de mélange (Joerin, 1997). Ce programme a été initialement construit pour le cas particulier des modèles de mélange à trois composantes ($i = 1, 2, 3$) et deux traceurs ($j = 1, 2$). Il est implanté sur l'environnement de programmation Visual Basic 5 (Dahms et al., 1997). Les valeurs d'entrée (voir équations 2, 3 et 6) sont l'hydrogramme de crue (Q_t), les concentrations des deux traceurs (C_t^j) observés dans la rivière et les signatures chimiques des composantes (C_i^j). Les signatures chimiques des composantes et des eaux de la rivière sont en fait introduites sous forme de fonctions de distribution ($F_X(x) = P(X \leq x)$).

Le programme commence par choisir aléatoirement les concentrations des traceurs (C_i^j) parmi les fonctions de distribution. Le tirage aléatoire s'effectue par méthode inverse, car la forme théorique des distributions statistiques n'est pas connue (Annexe 2). En effet, par manque de données, il est difficile d'ajuster des lois théoriques sur les observations. Alors afin de respecter les formes de distribution observées et d'éviter le choix arbitraire d'une loi théorique, les fonctions de répartition sont déterminées de façon empirique sur la base des observations. La génération des signatures chimiques des

composantes se fait alors en deux étapes. Le programme commence par générer aléatoirement un nombre selon une loi uniforme $U(0,1)$, qu'il convertit en concentration par interpolation linéaire de la fonction de répartition.

Dans le cas des concentrations des eaux de rivières, les fonctions de distribution sont supposées suivre une loi Normale $N(\mu, \sigma^2)$. Cette hypothèse semble cohérente car la variabilité chimique de ces eaux est simplement due aux erreurs d'échantillonnage et d'analyses de laboratoire. Les deux paramètres de cette loi, la moyenne et l'écart-type, sont calculés sur la base des tests de reproductibilité des analyses chimiques. Puisque la fonction de répartition d'une loi normale ne peut pas être exprimée par une formule mathématique, la génération aléatoire des concentrations a été opérée selon la méthode de "Box-Muller" (Bratley et al., 1983). Tout d'abord, deux nombres aléatoires sont générés selon une loi uniforme (U_1 et $U_2 \sim U(0, 1)$). A partir de ces deux variables, il est alors possible de construire deux variables aléatoires, qui suivent une loi normale (X_1 et $X_2 \sim N(0, 1)$), en appliquant la transformation suivante:

$$\begin{aligned} X_1 &= \sqrt{-2 \cdot \ln(U_1)} \cdot \cos(2 \cdot \pi \cdot U_2) \\ X_2 &= \sqrt{-2 \cdot \ln(U_1)} \cdot \sin(2 \cdot \pi \cdot U_2) \end{aligned} \quad \text{Equ. 7}$$

Finalement, les concentrations des deux traceurs des eaux de rivière sont obtenues en transformant les deux variables X_1 et X_2 de telle sorte que les nouvelles variables suivent une loi Normale $N(\mu, \sigma)$ (Annexe 2).

Après avoir généré aléatoirement les concentrations des deux traceurs des trois composantes (C_i^j) et des eaux de rivière (C_i^j), le programme peut alors déterminer la contribution des composantes (x_i) en résolvant le système d'équations (Equ. 6).

Mis à part la définition des fonctions de distribution des signatures chimiques des composantes, l'ensemble de cette procédure est répétée 10'000 fois pour chaque pas de temps considéré. Ainsi, le programme génère pour chaque pas de temps 10'000 séparations d'hydrogramme. Il est alors possible de construire pour chaque composante et pour chaque pas de temps une distribution de contribution (fig. 21).

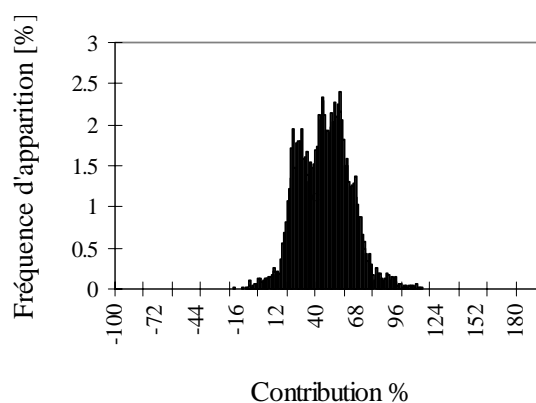


Figure 21. Exemple d'un histogramme de contribution résultant d'une simulation par le modèle AIDH; contribution de l'eau du sol à Bois-Vuacoz le 13 septembre 1993 à 9h00.

Afin de simplifier la représentation des résultats, les distributions de contribution sont caractérisées par les quantiles 25%, 50% et 75%. La représentation sur un même graphique de ces trois quantiles pour chaque pas de temps d'un même événement pluie-débit permet d'estimer visuellement l'incertitude de la séparation de l'hydrogramme (fig. 22).

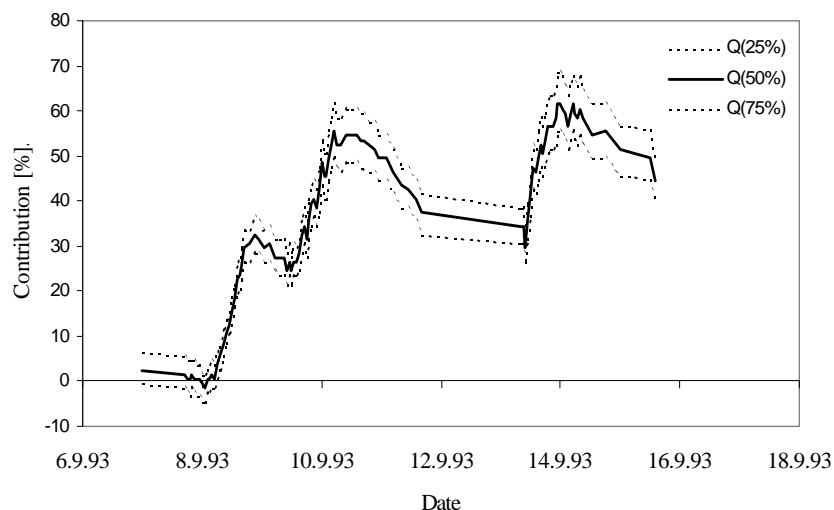


Figure 22. Exemple d'une séparation d'hydrogramme obtenue par le modèle AIDH; contribution de l'eau du sol à Bois-Vuacoz pour la période du 6 au 17 septembre 1993.

Lors de la présentation des résultats l'incertitude sera caractérisée soit par l'écart-type soit par la différence interquartile ($Q(75\%) - Q(25\%)$) calculée pour chaque pas de temps à partir des distributions de contribution.

4.3 Définition chimique des composantes

Les composantes du modèle de mélange ont été définies chimiquement en considérant d'une part l'ensemble des échantillons récoltés sur la Haute-Mentue et d'autre part en se référant aux études de Iorgulescu (1997) et d'Atteia (1992). Ce dernier a étudié de façon détaillée le transfert des ions en solution entre l'atmosphère et le sol sur un site expérimental (Lutry) se trouvant à moins de deux kilomètres de la limite sud-est du bassin versant de la Haute-Mentue.

Il existe plusieurs stratégies pour définir chimiquement les composantes. Elles présentent toutes des avantages et des inconvénients. Les composantes extrêmes de la méthode EMMA sont définies de telle sorte que tous les échantillons d'eau soient inclus dans le diagramme de mélange (cf. § 2.2.3.1). Les composantes extrêmes ne sont donc pas affectées par le problème de la variabilité spatiale et temporelle de la composition chimique des eaux. En contre-partie, les composantes extrêmes n'ont pas de sens physique réel, autrement dit, elles ne peuvent pas être associées à un domaine physique sur le terrain.

Dans le cadre de cette étude le souhait est de donner un sens physique aux composantes afin de faciliter l'interprétation des séparations des hydrogrammes. Dans cette optique, les signatures chimiques des composantes ont été définies essentiellement sur la base des échantillons récoltés sur le terrain. Une des

principales difficultés de cette approche est la distinction chimique des composantes. En effet, la composition chimique des eaux varie progressivement d'une composante à l'autre. Par exemple, les eaux du sol s'enrichissent en calcium de façon progressive avec la profondeur. Par conséquent, la distinction des composantes sur la seule base de la concentration chimique des eaux est difficile voire impossible. Dans le cas présent les eaux récoltées ont été regroupées en cinq catégories (eaux de pluie, eaux du sol acide, eaux des zones intermédiaires, eaux des zones d'exfiltration et eaux de la nappe, voir fig. 23) en considérant à la fois leur composition chimique et les caractéristiques du point d'échantillonnage (ex: occupation du sol, position sur le versant, profondeur d'échantillonnage).

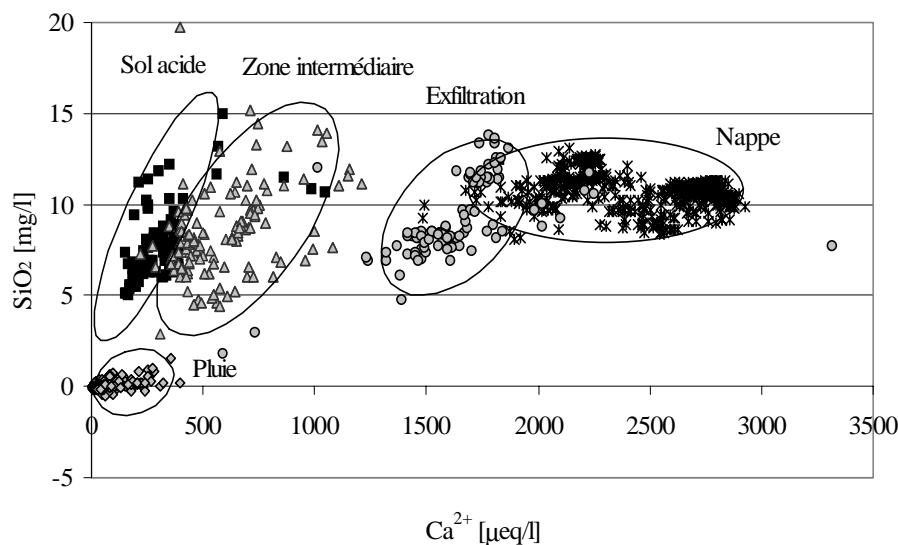


Figure 23. Répartition des eaux récoltées sur la Haute-Mentue en cinq catégories: eaux de pluie, eaux du sol acide, eaux des zones intermédiaires, eaux des zones d'exfiltration et eaux de la nappe.

En procédant ainsi, on fixe implicitement des hypothèses concernant le comportement hydrologique du bassin versant. Par exemple la distinction entre les eaux des zones intermédiaires et les eaux du sol est possible uniquement parce qu'on a supposé que les eaux des zones intermédiaires seraient en fait un mélange entre les eaux du sol et les eaux de la nappe. Ce choix semble cohérent car les eaux des zones intermédiaires ont été récoltées soit à faible profondeur en bas des versants près des zones d'exfiltration soit plus en profondeur sur les parties hautes des versants. Il est alors fort probable que ces eaux soient influencées à la fois par les écoulements profonds et les écoulements de proche subsurface.

Les eaux des zones d'exfiltration ont été distinguées des eaux de la nappe essentiellement car leur signature chimique est différente. D'autre part le mode d'échantillonnage étant complètement différent dans les deux cas, les eaux échantillonnées ne sont probablement pas les mêmes. L'eau de la nappe est caractérisée par l'échantillonnage des eaux de la rivière en période d'étiage. Ces eaux proviennent certainement des zones profondes très peu influencées par les eaux du sol. Par contre, l'eau des zones d'exfiltration qui est échantillonnée dans des piézomètres relativement peu profonds, est composée certainement d'un mélange d'eau profonde et d'eau du sol. Ceci pourrait expliquer les concentrations en calcium plus faibles des eaux des zones d'exfiltration.

Finalement, il semble bien que l'ensemble des eaux de la Haute-Mentue peut être raisonnablement expliqué par un mélange d'eau de pluie, d'eau du sol acide et d'eau de la nappe profonde. Pour la suite de l'étude, il est important de remarquer que la variabilité chimique des trois composantes est très importante. Il faut tout de même signaler que la variabilité représentée dans la figure 23 intègre à la fois la variabilité temporelle et spatiale des compositions chimiques des composantes. Face à cette importante variabilité, il n'est pas possible ni cohérent de caractériser les composantes par des signatures chimiques uniques.

Une description plus détaillée de la définition chimique des trois composantes du modèle de mélange de la Haute-Mentue est proposée ci-dessous. L'accent sera plus particulièrement mis sur la variabilité chimique des eaux à l'intérieur des composantes, qui constitue le point de départ de l'analyse d'incertitude.

4.3.1 Eau de pluie

En conditions strictement naturelles, les éléments présents dans les pluies proviennent principalement des aérosols marins et des poussières libérées par l'érosion éolienne des roches et des sols. A ces origines naturelles peuvent s'ajouter des origines anthropiques. L'origine de la silice et du calcium dans la région de la Haute-Mentue est purement naturelle. La silice présente dans les pluies a une origine typiquement terrestre (Atteia, 1992). Le calcium quant à lui semble provenir directement des roches avoisinantes. Les médianes des concentrations en silice et en calcium dans les eaux de pluie récoltées sur la Haute-Mentue sont respectivement de 0.12 mg/l et 56 µeq/l.

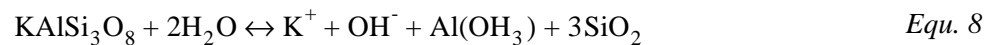
Comme cela a été déjà mentionné au chapitre 3.3.2.2, la composition chimique de l'eau de pluie est partiellement modifiée lors de son passage à travers le couvert forestier. La silice qui est un micronutriment devrait être théoriquement absorbée activement par la végétation. Cependant, tout comme l'a observé Atteia (1992), très peu de différence a été observée entre la concentration en silice des pluies et des pluviollessivats sur la Haute-Mentue. Concernant le calcium un léger enrichissement est observé. La médiane des concentrations en calcium, calculée sur les 89 échantillons de pluviollessivats récoltés entre 1996 et 1998, est de 86 µeq/l. Selon Atteia (1992) l'enrichissement du calcium est dû à la fois au dépôt sec et à la récrétion par les arbres.

Dans le cadre de l'analyse d'incertitude proposée ci-dessous la signature chimique de la composante "eau de pluie" a été déterminée en considérant sans distinction les échantillons de l'eau de pluie et des pluviollessivats. Bien évidemment, la définition chimique de cette composante aurait pu être affinée en calculant la moyenne pondérée des concentrations en silice et en calcium des pluies et des pluviollessivats selon l'occupation du sol. Le fait de caractériser les précipitations en considérant à la fois les pluies et les pluviollessivats conduit à une surestimation de la concentration en calcium, qui induit indirectement une surestimation de la contribution de l'eau de pluie au détriment de l'eau de la nappe ou du sol. L'eau de pluie ainsi définie présente peu de variabilité chimique comparativement à celle des échantillons représentatifs des deux autres composantes du modèle de mélange (fig. 23).

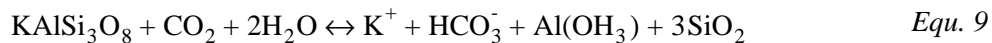
La contribution de la composante "eau de pluie" est souvent associée aux eaux qui rejoignent rapidement la rivière par des écoulements essentiellement de surface, voire de proche subsurface. En réalité,

l'interprétation physique de cette composante n'est pas aussi simple que cela. D'une façon générale, la relation entre les composantes et l'origine des écoulements dépend directement de leur définition chimique. La composante "eau de pluie" telle qu'elle est définie ici (faibles concentrations en silice et calcium) correspond à des eaux ayant un court contact avec la matrice du sol. Les écoulements responsables de la contribution de cette composante sont actifs probablement uniquement à la surface du sol ou à de très faibles profondeurs. La relation entre la définition chimique de la composante "eau de pluie" et son interprétation physique constitue une des faiblesses du modèle de mélange de la Haute-Mentue. En effet, très peu d'information est à disposition concernant la dynamique d'enrichissement de la silice. Toutefois il semblerait que l'eau de pluie en contact avec la matrice du sol s'enrichit rapidement en silice.

Dans les sols, la mise en solution des éléments chimiques est souvent effectuée par hydrolyse des minéraux. C'est le cas de la silice qui est mise en solution directement à partir des minéraux primaires. Par exemple pour le cas du feldspath potassique, la réaction est la suivante:



En présence de dioxyde de carbone la réaction se transforme de la façon suivante:



Selon Eriksson (1985) la vitesse de cette réaction est initialement élevée, mais après quelques jours elle décroît rapidement. A ce moment le rythme de la dissolution est inversement proportionnel à la racine carrée du temps. Ce ralentissement est dû à la forte accumulation de silice et d'hydroxyde d'aluminium qui limite le transport diffus vers et depuis le minéral. Finalement après une centaine d'heures, la vitesse de réaction diminue encore et se stabilise. La vitesse de ces réactions dépend en fait de la chimie des eaux du sol, de la surface spécifique des minéraux, de l'humidité et de la vitesse des écoulements d'eau à travers le sol. La dynamique d'enrichissement en silice des eaux est propre à chaque site. Idéalement il faudrait pouvoir estimer la vitesse de cette réaction pour chaque nouveau cas d'étude.

La silice a été utilisée comme traceur temporel en substitution aux traceurs isotopiques dans plusieurs études (Hooper et Shoemaker, 1986; Durand et al., 1993; Pionke et al., 1993), ce qui suppose un comportement quasi conservatif à l'échelle de temps des événements pluie-débit. Kennedy (1971), Kennedy et al. (1986), Maulé et Stein (1990), Wels et al. (1991), Dewalle et Pionke (1994), quant à eux, considèrent la silice comme un traceur non conservatif. En particulier, Kennedy (1971) a estimé qu'un temps de contact entre l'eau distillée et le sol inférieur à trois heures est suffisant pour que la concentration en silice (SiO_2) atteigne ou dépasse 12 mg l^{-1} . A vrai dire, il existe au sein de la communauté d'hydrologues une certaine confusion concernant la réactivité de la silice.

4.3.1.1 Dynamique d'enrichissement en silice

Dans le cadre de ce travail, une étude a été conduite sur une case lysimétrique afin d'étudier l'enrichissement en ions des eaux d'infiltration. Le principe de cette expérimentation consistait à appliquer une charge constante d'eau déminéralisée sur la surface d'un sol contenu dans une case lysimétrique cylindrique (diamètre = 1.20 m; hauteur = 2.50 m). Pour des raisons techniques le sol n'a pas pu être prélevé directement sur la Haute-Mentue. L'expérimentation a été conduite sur un sol alluvial provenant de la plaine du Rhône, près de Sion en Valais. Les propriétés physiques de ce sol sont relativement proches de celles des sols de la Haute-Mentue (tab. 6).

Provenance du sol	Type du sol	Porosité [%]	Θ_{sat} [%]	K_{sat} [m/s]	ρ_{as} [kg/m ³]
Lysimètre	sable limoneux	50	45	$2 \cdot 10^{-6}$	1340
Bois-Vuacoz ^a	limon sableux	65	62	$2 \cdot 10^{-5}$	916

Tableau 6. Comparaison des propriétés physiques du sol de la case lysimétrique et des sols du site de Bois-Vuacoz.

- a. Les valeurs présentées sur cette ligne correspondent aux moyennes déterminées sur la base de 25 échantillons prélevés sur le site de Bois-Vuacoz.

Toutefois le taux d'argile et de matière organique du sol de la case lysimétrique sont sensiblement plus faibles que ceux du sol de la Haute-Mentue. Ce sol est moins bien structuré que le sol de Bois-Vuacoz. Très peu d'information est à disposition concernant les propriétés chimiques de ces deux sols, mais de par leur nature elles doivent être sensiblement différentes: les sols alluviaux sont des sols jeunes et les sols bruns sont évolués. Les résultats obtenus lors de cette expérimentation ne sont donc pas directement transposables au cas de la Haute-Mentue. Ils permettront simplement d'avoir un ordre de grandeur de la vitesse d'enrichissement en silice des eaux d'infiltration.

L'eau d'infiltration est prélevée tout au long du lysimètre au moyen de bougies poreuses. Ainsi il est possible d'estimer l'enrichissement en silice de l'eau du sol lors de son infiltration.

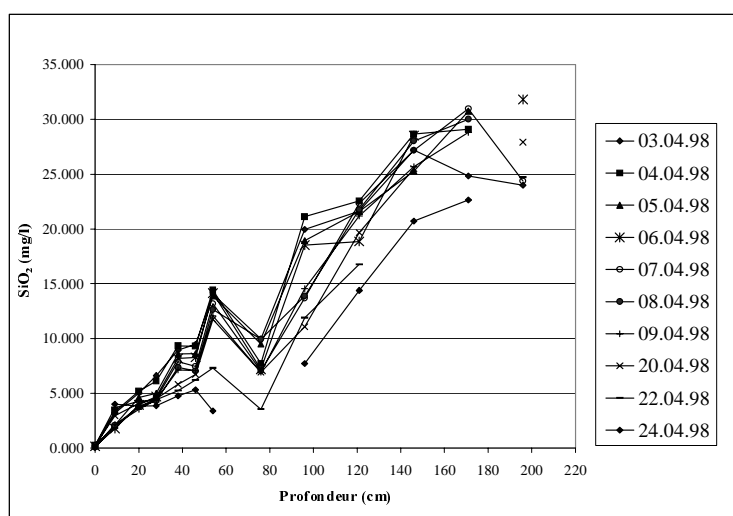


Figure 24. Concentrations en silice le long d'un profil de sol.

Les mesures ont été répétées à dix reprises entre le 3 avril et le 24 mai 1998. Ainsi on obtient dix profils de concentration de silice. Il apparaît que les concentrations pour les mêmes profondeurs diminuent entre le premier et le dernier jour de l'expérimentation. Sous l'effet d'un flux continu d'eau la capacité du sol à libérer de la silice diminue de jour en jour. La raison de la brutale diminution des concentrations en silice au point de prélèvement situé à 80 cm reste inexplicée. Toutefois cette anomalie semble être due à la mauvaise qualité du système d'échantillonnage.

Le débit à l'exutoire de la cuve étant connu il est possible d'estimer la vitesse de transit de l'eau à travers le lysimètre et ainsi de convertir les profondeurs en temps de séjour. La dynamique d'enrichissement peut alors être estimée en supposant qu'elle suit une cinétique de dissolution de premier ordre (Equ. 10).

$$C_t = C_o + (C_e - C_o) \cdot [1 - \exp(-Kt)] \quad \text{Equ. 10}$$

où: C_t : concentration au temps t.
 C_o : concentration initiale.
 C_e : concentration à l'équilibre.
 K : constante de réaction.

La constante de réaction K varie avec la température et selon la disponibilité de l'élément chimique. Par conséquent cette variable est certainement soumise à une variabilité temporelle et spatiale. Il est donc difficile d'étudier et de caractériser la dynamique d'enrichissement en silice de l'eau du sol. Pour l'estimation de cette dynamique, on a supposé qu'elle ne variait pas dans le temps et que la disponibilité de la silice était homogène tout au long du profil du sol contenu dans le lysimètre. En fixant ces hypothèses, on a pu alors estimer la constante de réaction de la silice. Selon cette estimation, elle varie entre 0.01 et 0.03 h⁻¹. Ce qui signifie qu'une eau ayant une concentration initiale en silice de 0.1 mg/l atteint une concentration de 8 mg/l après un temps de contact variant entre 25 et 76 heures, sachant que la concentration à l'équilibre est de 15 mg/l (tab. 7).

A partir de ces résultats il est difficile d'estimer la dynamique d'enrichissement en silice de l'eau du sol dans le cas de la Haute-Mentue. Il existe toutefois une estimation de cette dynamique pour ce cas particulier. Les résultats de l'étude sur case lysimétrique compléteront ceux de la Haute-Mentue, car ces derniers proviennent d'une estimation approximative. Dans le cadre des travaux de thèse de Iorgulescu (1997) une étude a été conduite afin d'estimer la constante de réaction K de la silice de l'équation (Equ. 10) des sols de la Haute-Mentue. Cette étude est basée sur la détermination du paramètre K pour une dizaine d'échantillons non remaniés de sol de volumes limités (100 cm³). Par conséquent, les résultats de cette étude ne sont certainement pas très représentatifs. Cette expérimentation permet toutefois de fixer un ordre de grandeur pour la dynamique d'enrichissement en silice de l'eau du sol dans le cas de la Haute-Mentue et de le comparer à celui obtenu dans le cas de la case lysimétrique (tab. 7). La moyenne des constantes de réaction K calculées lors de cette expérimentation est égale à 0.05 h⁻¹. Par conséquent, il semblerait que la dynamique d'enrichissement en silice de l'eau du sol soit plus rapide dans le cas de la Haute-Mentue que dans celui de la case lysimétrique.

Constante de réaction [h ⁻¹]	Temps de contact [heure]	Concentration en silice au temps t [mg/l]
0.01 ^a	75.5	8 ^b
0.03 ^c	25.2	8
0.05 ^d	15.1	8
0.01	50.4	6 ^e
0.02	16.8	6
0.05	10.1	6

Tableau 7. Analyse de sensibilité de l'enrichissement en silice de l'eau du sol, estimée par une dynamique du premier ordre. La concentration à l'équilibre a été fixée à 15^f mg/l et la concentration initiale à 0.1^g mg/l.

- a. Constante de réaction minimale obtenue sur case lysimétrique.
- b. Médiane des concentrations en silice dans l'eau du sol de la Haute-Mentue.
- c. Constante de réaction maximale obtenue sur case lysimétrique.
- d. Constante de réaction obtenue lors de l'expérimentation sur les échantillons de sol de la Haute-Mentue.
- e. Minimum des concentrations en silice dans l'eau du sol de la Haute-Mentue.
- f. Maximum des concentration en silice dans les eaux du sol de la Haute-Mentue.
- g. Médiane des concentrations en silice des pluies et des pluviolessivats de la Haute-Mentue.

Il ressort de cette analyse que le temps de réaction de la silice pour atteindre un niveau de concentration considéré comme représentatif de la composante eau du sol est approximativement du même ordre de grandeur (15-76 heures) que la durée des événements pluie-débit observés sur la Haute-Mentue. Sur la base de ces résultats, il semblerait que l'eau de pluie, qui atteint la rivière par des écoulements de surface ou de proche subsurface lors d'une crue, a le temps de s'enrichir en silice. Il faut toutefois nuancer légèrement l'interprétation des résultats obtenus dans ce paragraphe. En effet, la dynamique d'enrichissement en silice a été estimée uniquement pour de l'eau qui circule lentement à travers la matrice du sol. Dans ce cas le contact entre le sol et l'eau est important. Par contre si l'eau de pluie rejoint la rivière uniquement par des écoulements de surfaces ou des écoulements préférentiels à travers le sol, le contact entre le sol et l'eau est certainement moins étroit et par conséquent la dynamique d'enrichissement en silice est probablement moins rapide. Quoi qu'il en soit il semble intéressant dans le cadre de l'analyse d'incertitude d'évaluer l'effet sur les résultats des décompositions d'hydrogramme d'un éventuel enrichissement en silice de la composante "précipitation directe" lors des événements pluie-débit.

4.3.2 Eau du sol

La silice permet de distinguer les eaux des pluies des eaux de subsurface. Il est par contre plus difficile de distinguer les eaux du sol des eaux de la nappe en considérant uniquement leur signature chimique. Les concentrations en silice dans ces deux compartiments sont quasiment identiques, car la mise en solution de la silice est très rapide. Sur le site de Lutry, Atteia (1992) a observé qu'à moins de 30 cm en dessous de la surface du sol l'eau présentait une concentration en silice de 12-13 mg/l (6 mg/l de Si). Plus en profondeur la concentration en silice dans la solution du sol n'évolue presque plus. Le même type d'observations a été fait dans le cas de la Haute-Mentue (fig. 25). L'eau ruisselant à la surface du sol a une concentration médiane en silice de 3.0 mg/l (point Ruiss de la figure 25). La silice de l'eau du sol passe d'une concentration médiane de 5.0 mg/l à 15 centimètres (point F7pb de la fig. 25) à une concentration médiane de 12 mg/l à 140 centimètres (point F7ext de la fig. 25). La concentration de la nappe caractérisées par le débit de base (fig. 23) est quasiment identique à celle observée dans les solutions du sol à cette dernière profondeur.

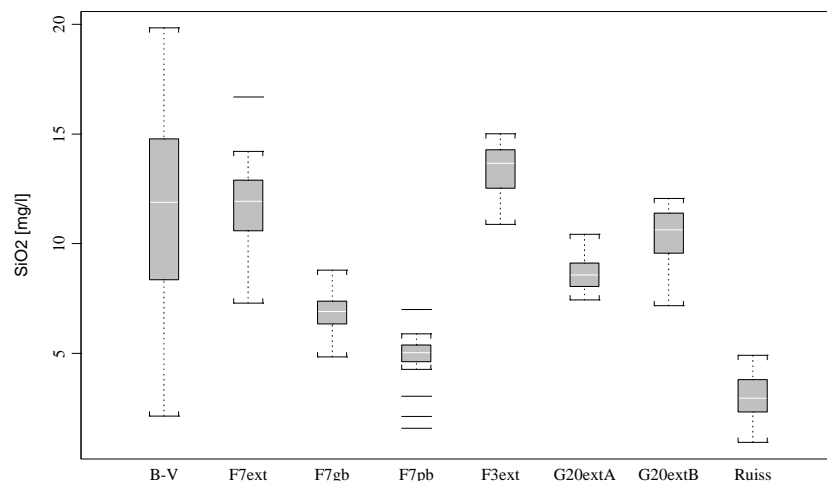


Figure 25. Box-plot représentant la variabilité des concentrations en silice des eaux échantillonnées dans le sol au cours de l'année 1998.

Les concentrations en calcium dans les solutions du sol varient avec la profondeur. Ainsi, il est possible de distinguer sur la base des concentrations en calcium différentes catégories d'eau du sol. Cette distinction n'est pas toujours facile car les limites entre les différents types d'eau ne sont pas bien définies.

L'eau s'infiltrant dans le sol (pluie et pluviolessivats) a une concentration en calcium avoisinant 50-90 $\mu\text{eq/l}$. La concentration en calcium dans le débit de base est approximativement de 2000-3000 $\mu\text{eq/l}$. L'enrichissement de la surface du sol jusqu'à la nappe ne se fait pas de façon homogène, car la disponibilité du calcium augmente fortement avec la profondeur. En effet, dans la région de la Haute-Mentue les sols sont décarbonatés (cf. § 3.1.3) et la roche mère est essentiellement carbonatée (cf. § 3.1.1). Le calcium contenu dans les eaux de subsurface provient donc essentiellement des couches profondes du sol. Atteia (1992) a observé sur le site de Lutry un enrichissement brusque à partir d'une profondeur de 150-200 centimètres. Cette rupture des concentrations n'est pas toujours aussi nette, il est

alors difficile de distinguer les différentes catégories d'eau. Par exemple, dans le cas du site F7 de la Haute-Mentue, les concentrations médianes en calcium observées à 15, 65 et 140 centimètres sont respectivement de 230, 467, 795 $\mu\text{eq/l}$ (voir points F7pb, F7gb, F7ext de la figure 26). Généralement, la délimitation entre les eaux du sol et les eaux souterraines sur la seule base des concentrations en calcium n'est pas toujours évidente voire possible.

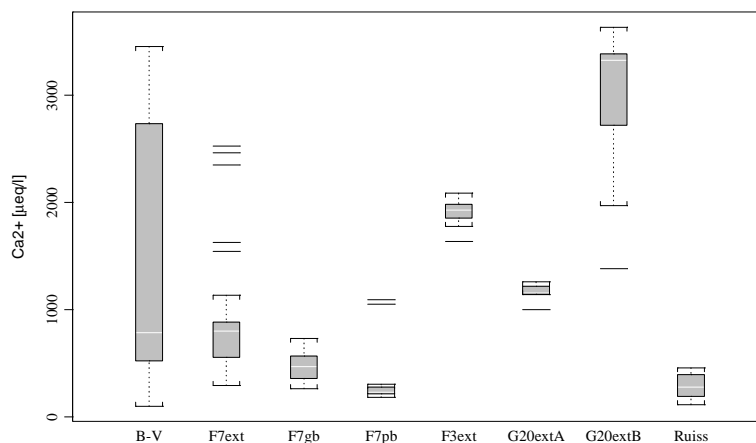


Figure 26. Box-plot représentant la variabilité des concentrations en calcium des eaux échantillonnées dans le sol au cours de l'année 1998.

Selon le principe des modèles de mélange, l'espace défini par la signature chimique des composantes doit si possible comprendre toutes les signatures des eaux échantillonnées. Par conséquent, la composante "eau du sol" du modèle de mélange de la Haute-Mentue est définie en quelque sorte comme une composante "extrême" tout en considérant une certaine variabilité chimique. Dans l'approche EMMA les composantes sont caractérisées par une signature chimique qui correspond aux concentrations observées les plus extrêmes (cf. § 2.2.3.1). Dans le cas présent les composantes ne correspondent pas à des signatures chimiques extrêmes, mais plutôt à un compartiment extrême (fig. 23). Ici, la composante "eau du sol" est associée à l'eau contenue dans les premiers horizons du sol proche de la surface. Ces horizons étant essentiellement décarbonatés, la solution du sol présente donc des concentrations faibles en calcium. Afin de caractériser cette composante seuls les échantillons récoltés à faible profondeur et hors des zones d'exfiltration ont été retenus. En considérant à la fois un critère chimique et géographique il est alors possible de distinguer les eaux du sol proprement dites du reste des eaux de subsurface (fig. 27).

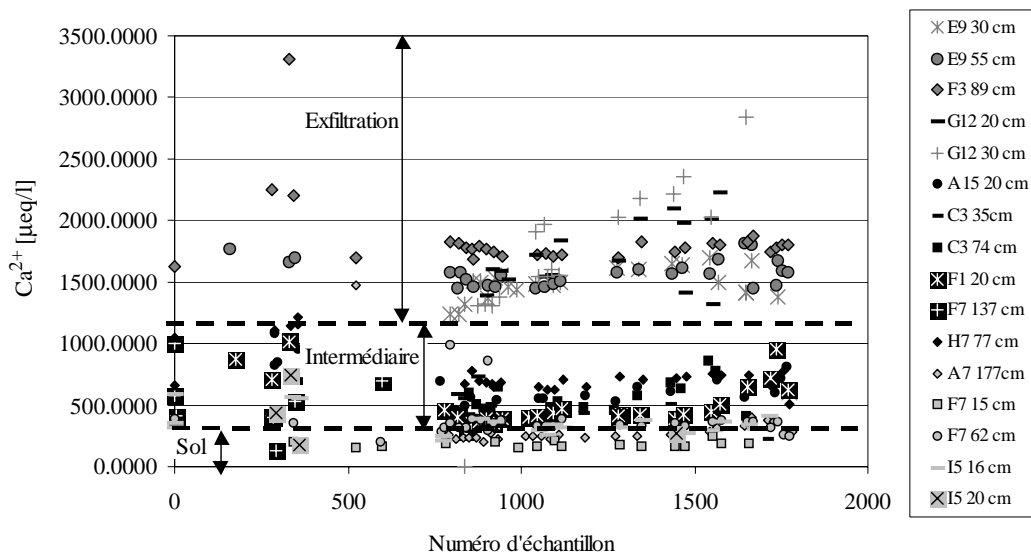


Figure 27. Délimitation des différentes catégories d'eau du sol sur la base de tous les échantillons récoltés au cours de la campagne 1992-1994 (tiré de Joerin, 1997).

De la même façon, les eaux des zones intermédiaires peuvent être différenciées des eaux des zones d'exfiltration de la nappe. Ces deux catégories d'eau de par leur signature chimique sont alors considérées comme étant un mélange des composantes "eau du sol" et "eau de la nappe", caractérisé par les débits de base (fig. 23).

De par leur concentration en calcium sensiblement plus élevée et leur localisation sur le bassin versant, les eaux des zones d'exfiltration de la nappe se distinguent bien du reste des eaux de subsurface (fig. 27). Par contre, la délimitation entre les eaux du sol et les eaux intermédiaires est moins nette. A vrai dire, le choix de la limite entre ces deux catégories d'eau est plus ou moins subjectif. Dans le cas présent, la limite a été fixée essentiellement en considérant la concentration en calcium des échantillons. Dans l'optique de la définition d'une composante "extrême", une faible concentration-seuil ($\sim 400 \mu\text{eq/l}$) a été choisie. Les sites de prélèvement dont la majorité des échantillons présente une concentration en calcium inférieure à cette limite ont été retenus pour définir la composante "eau du sol". Cette composante correspond donc à des eaux qui n'ont pas de contact avec les horizons inférieurs du sol ou alors ce contact est suffisamment court pour éviter un enrichissement en calcium. L'aspect arbitraire de ce choix ainsi que son influence sur les résultats sera discuté plus en détail dans la suite de l'analyse d'incertitude.

La composante "eau du sol" ainsi définie présente une variabilité chimique relativement importante (fig. 23). Concernant les concentrations en silice, la variabilité spatiale est plus importante que la variabilité temporelle (fig. 25). Malheureusement, jusqu'à présent, aucune cause pouvant expliquer la forte variabilité spatiale n'a pu être mise en évidence. Iorgulescu (1997) a suggéré toutefois que les contrôles physico-chimiques responsables de cette variabilité ont une dimension spatiale importante. En effet, il a observé une faible réduction de la variabilité de la silice entre l'échelle ponctuelle (échantillonnage dans les extracteurs) et l'échelle du bassin versant (échantillonnage du débit de base à l'exutoire des bassins versants).

La variation temporelle des concentrations en silice de l'eau du sol présente un caractère saisonnier prononcé. Par rapport au reste de l'année l'eau du sol est clairement enrichie en silice pendant la période estivale de juin à août (Iorgulescu, 1997). Atteia (1992) qui a également observé une variabilité saisonnière des concentrations en silice dans les solutions du sol, suggère que l'accroissement des concentrations observées pendant les mois d'été est dû à l'état énergétique de l'eau. En effet, il a constaté que les concentrations en silice étaient fortement corrélées avec les observations tensiométriques. Selon Atteia (1992), ce phénomène n'est pas simplement dû à un effet de concentration induit par l'évaporation, car la teneur en eau du sol a un lien beaucoup moins fort avec les concentrations en silice.

L'accroissement des concentrations en silice au cours des mois d'été est certainement dû également aux températures plus chaudes. Hirata et Muraoka (1993) expliquent les variations saisonnières de la silice par l'effet de la température sur le processus d'altération des minéraux. En analysant l'équation 8, il semblerait qu'une augmentation du CO₂ produite par une activité biologique plus importante lors des mois d'été puisse favoriser la libération de la silice des minéraux primaires. Ceci est une supposition basée uniquement sur des aspects théoriques. Il est difficile d'évaluer et de comparer l'importance des effets invoqués ci-dessus pour expliquer l'accroissement des concentrations en silice, car ils sont dépendants les uns des autres. Même si pour l'instant les raisons ne sont pas clairement identifiées, la variabilité saisonnière de la silice dans la solution du sol semble bien réelle.

Concernant les concentrations en calcium de l'eau du sol la variabilité spatiale est plus importante que la variabilité temporelle (fig. 26). La variabilité spatiale des concentrations en calcium observée dans la figure 26 est en partie due à des profondeurs et une localisation différentes des points de prélèvement. Les points F3ext, G20extA et G20extB se situent en bas de versant dans des zones d'exfiltration de la nappe. Le point de prélèvement libellé "Ruiss" correspond à une eau ayant ruisselé à la surface du sol. Cette eau provient d'une parcelle de 1 m² équipée d'un dispositif conçu pour récolter uniquement les eaux de ruissellement à la surface du sol. Ceci explique les raisons des faibles concentrations en silice et en calcium en ce point. En réalité, la variabilité spatiale des concentrations en calcium des eaux du sol n'est pas uniquement due à la profondeur et à la localisation des prélèvements. La concentration de la solution du sol dépend également des propriétés chimiques, physiques et hydriques des sols. En effet, la concentration chimique du sol est directement dépendante des éléments à disposition et du temps de contact avec le sol. Les écoulements de subsurface peuvent également influencer le teneur chimique de la solution du sol par des mélanges d'eau d'origine et de teneurs chimiques différentes.

4.3.2.1 Variabilité temporelle

Afin d'évaluer l'importance de la variabilité temporelle des concentrations chimiques des eaux du sol, un extracteur a été équipé d'un préleveur ISCO (type 2900) permettant de récolter un échantillon toutes les 7 heures. Ainsi au cours de la période du 4 avril au 23 octobre 1998, approximativement 600 échantillons ont été récoltés. Les caractéristiques de cet extracteur nommé "B-V" sont indiquées dans le tableau A.4 de l'annexe 1. Cet extracteur se situe sur la rive droite du cours d'eau principal du sous-bassin de Bois-Vuacoz à une distance approximative de 100 m. Il est localisé juste à côté du site TDR (fig. 18). Compte tenu de la profondeur (168 cm) et de la localisation du point de prélèvement les eaux récoltées sont à attribuer à la catégorie "eau des zones intermédiaires". Cet extracteur échantillonne

essentiellement l'eau d'une nappe perchée au-dessus d'un horizon peu perméable. L'analyse de cette série de données a permis tout d'abord de confirmer la variabilité saisonnière des concentrations en silice et en calcium des eaux du sol (Annexe 3).

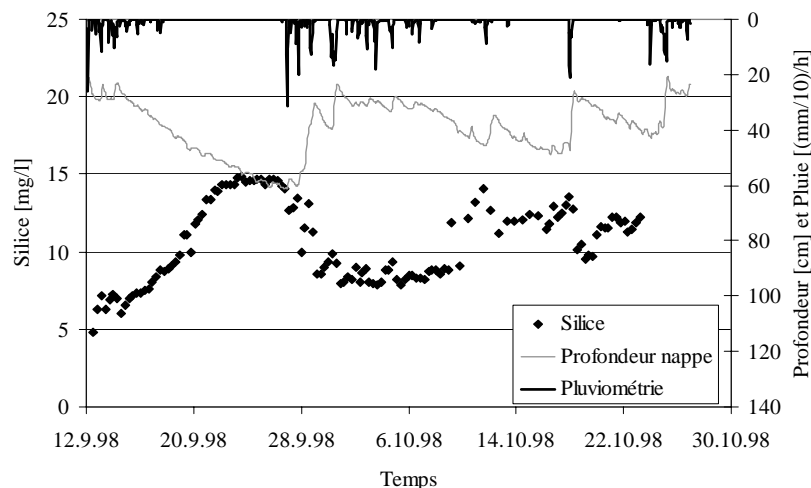


Figure 28. Mise en relation des variations temporelles des concentrations en silice de l'eau des zones intermédiaires avec la pluviométrie et la profondeur de la nappe.

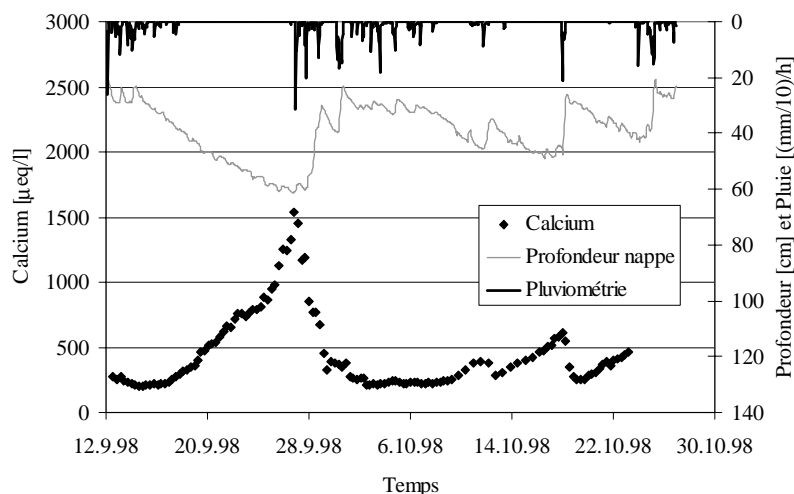


Figure 29. Mise en relation des variations temporelles des concentrations en calcium de l'eau du sol avec la pluviométrie et la profondeur de la nappe.

A une échelle temporelle plus fine, il apparaît que la teneur chimique des eaux peut brutalement et fortement décroître. Ces décroissances ponctuelles se produisent à la suite d'événements pluvieux (fig. 28 et fig. 29). Les concentrations décroissent rapidement après le début des précipitations. Par exemple pour l'événement du 26 septembre, la décroissance débute seulement 3-4 heures après les premières pluies. Lors de cet événement la concentration en calcium passe de 1537 $\mu\text{eq/l}$, son maximum, à 450 $\mu\text{eq/l}$ en 53 heures.

Au cours de la même période, le niveau de la nappe a été enregistré en continu dans un piézomètre voisin à l'extracteur où les prélèvements ont été effectués. Ainsi il est possible de constater que la décroissance des concentrations coïncide avec la variation de la profondeur de la nappe. Ceci s'observe particulièrement bien dans les figures 28 et 29. Par exemple, la décroissance de la concentration en silice du 27 octobre 1999 s'amorce quasiment simultanément à la baisse du niveau de la nappe. Sur la base de ces deux figures, il semble que les fortes décroissances des concentrations soient dues à un phénomène de dilution.

La variabilité du calcium au cours des événements pluvieux est beaucoup plus importante que celle de la silice. Elle est comparable à la variabilité temporelle et spatiale observée pour l'ensemble des points d'échantillonnage des eaux du sol et des eaux des zones d'exfiltration. Ceci peut être observé dans la figure 26, où la variabilité de l'extracteur en question est représentée sous le label "B-V". Le comportement chimique de cet extracteur est typique de celui de la zone intermédiaire. En conditions sèches la concentration des eaux est voisine de celle des eaux de la zone d'exfiltration et en périodes humides elle s'approche des valeurs observées dans l'eau du sol.

Le comportement chimique de cet extracteur ne peut pas être transposé directement aux eaux du sol. La variabilité temporelle du calcium contenue dans l'eau du sol est certainement moins importante que dans la zone intermédiaire, puisque cet élément est peu disponible dans les horizons supérieurs du sol. Selon la figure 26, cette supposition semble être vérifiée. La différence interquartile est beaucoup moins importante pour les points d'échantillonnage de l'eau du sol (F7gbt et F7pb). En réalité, la caractérisation de la variabilité temporelle par ces mesures ponctuelles non continues dans le temps n'est certainement pas très représentative de la variabilité réelle. En effet, les échantillons utilisés pour caractériser la composante "eau du sol" sont essentiellement récoltés dans la zone non saturée au moyen de bougies poreuses. Ce système de prélèvement ne permet pas d'échantillonner les eaux du sol en périodes très sèches. Par conséquent, l'échantillon représentant la composante "eau du sol" est quelque peu biaisé. Toutefois, l'enrichissement en calcium de ces eaux est certainement moins important que celui observé dans l'extracteur aux prélèvements continus (point "B-V" dans la figure 26). Il est probable qu'en périodes sèches les concentrations en calcium dans les eaux du sol croissent faiblement car cet élément est peu disponible.

Le fait que les concentrations en silice des eaux de la zone intermédiaire ne descendent que rarement en dessous de 5 mg/l et que les concentrations en calcium correspondantes atteignent fréquemment le seuil des 500 µeq/l (fig. 25, fig. 28, fig. 29 et Annexe 3) indique que cette décroissance des concentrations est due à une eau d'infiltration enrichie en silice. En effet, la décroissance combinée de la silice et du calcium ne correspond pas à une dilution simple des eaux de la zone intermédiaire par des eaux à faible concentration de silice telles que les pluies. Concernant la variabilité temporelle de la silice dans l'eau du sol, il serait intéressant de savoir si cette dynamique d'enrichissement est suffisamment rapide pour éviter une forte diminution des concentrations. L'échantillonnage ponctuel des eaux du sol (figure 25) semble indiquer que c'est le cas.

4.3.3 Eau de la nappe

La composition chimique de l'eau de la nappe profonde est étroitement liée aux propriétés physico-chimiques du substratum. Ces propriétés étant fortement variables dans l'espace, il est difficile de caractériser chimiquement l'eau de la nappe par un échantillonnage ponctuel. Une alternative à cette approche est de caractériser les eaux souterraines à partir du débit de base échantillonné à l'exutoire des bassins versants. Cette approche est très courante dans les applications de traçage environnemental. Elle peut raisonnablement être adoptée également pour la définition chimique des eaux souterraines. Sklash (1990) propose une réflexion intéressante concernant la caractérisation des eaux souterraines par le débit de base. Il commence sa réflexion par la question suivante: "Est-ce que l'eau souterraine en un point particulier à l'intérieur du bassin peut physiquement rejoindre la rivière et participer à la formation de la crue lors d'un événement pluie-débit?". Selon lui, seule l'eau souterraine proche de la rivière ou d'une source participe à la génération des crues. Pendant la période d'étiage, c'est justement l'eau souterraine proche de la rivière qui est à l'origine du débit de base. Par conséquent, le débit de base semble bien caractériser les eaux souterraines contribuant à la génération des crues. Un des avantages de cette approche est l'intégration naturelle des concentrations de l'eau souterraine proche de la rivière par le débit de base. Ceci ne signifie pas que le débit de base est chimiquement moins variable que l'eau souterraine. Il faut plutôt l'interpréter dans le sens que le débit de base est représentatif des eaux souterraines se situant en amont du point d'échantillonnage.

En réalité, les concentrations en silice et en calcium du débit de base présentent une variabilité spatio-temporelle relativement importante (fig. 30 et 31).

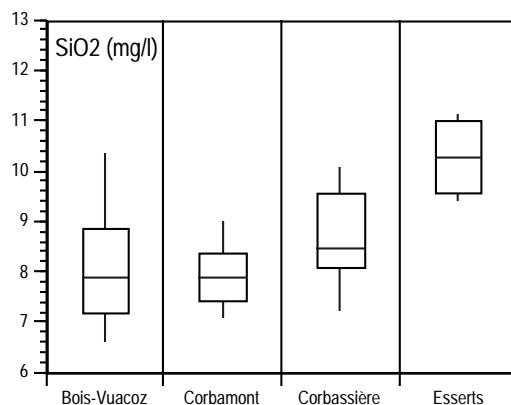


Figure 30. Variabilité de la silice dans le débit de base (tiré de Iorgulescu, 1997).

A propos de la silice, la variabilité spatiale est plus importante que la variabilité temporelle (fig. 30). Les concentrations en silice mesurées à l'exutoire des bassins versants sont pratiquement aussi variables que celles observées dans la solution du sol. Est-ce que les facteurs responsables de la variabilité chimique de ces deux types d'eau sont les mêmes et dépassent l'échelle du bassin versant? A vrai dire sur la base de l'information disponible, il n'est pas possible de répondre à cette question. Concernant la variabilité temporelle de la silice dans le débit de base, il semblerait que les contrôles soient les mêmes que ceux pour l'eau du sol. Effectivement, le débit de base présente une variabilité saisonnière proche de celle de l'eau du sol. D'ailleurs, la variabilité du débit de base est certainement induite en grande partie par celle de l'eau du sol.

La variabilité spatiale des concentrations en calcium observée entre les différents exutoires des bassins versants est certainement à mettre en relation avec la nature du substratum (fig. 31).

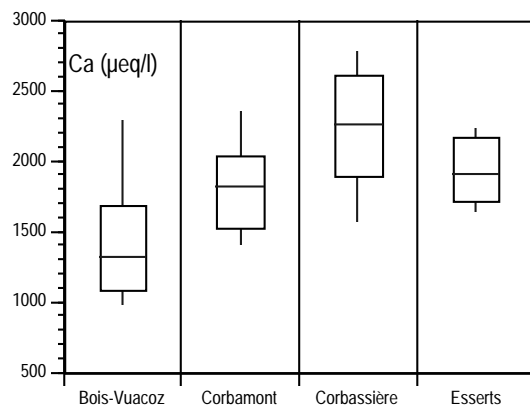


Figure 31. Variabilité du calcium dans le débit de base (tiré de Iorgulescu, 1997).

Par exemple la différence de concentration entre Bois-Vuacoz et Esserts peut probablement être expliquée par la différence de leur lithologie. A Bois-Vuacoz, le substratum est essentiellement morainique et donc peu perméable. Compte tenu de la géologie et des observations des profondeurs de nappe faites dans ce bassin, il est raisonnable de penser que les écoulements de subsurface sont peu profonds. Ceci semble expliquer les faibles concentrations en calcium observées dans le débit de base de Bois-Vuacoz. Dans le cas d'Esserts, le substratum est en majorité composé de molasse burdigalienne. La rivière dans ce bassin est beaucoup plus encaissée qu'à Bois-Vuacoz et les pentes sont plus fortes. Compte tenu de la morphologie générale du bassin, les contraintes physiques sur la molasse doivent être relativement importantes. La couche d'altération est donc probablement importante et par conséquent les écoulements de subsurface sont certainement plus profonds qu'à Bois-Vuacoz. Ces hypothèses semblent être confirmées par les observations de Zwahlen (1981). Ce dernier a prospecté le sous-sol de la Mentue par la méthode des traînées électriques. Les résistivités apparentes obtenues par des longueurs de ligne de 9 m, correspondant à une profondeur maximale d'investigation moyenne de 3 m, sont élevées (> 200 ohms m) sur l'ensemble du bassin d'Esserts. Certaines zones présentent même des résistivités apparentes supérieures à 400 ohms m. Ces zones correspondent selon Zwahlen (1981) à une région très perméable constituée de Burdigalien altéré. La profondeur des écoulements de subsurface dans la région d'Esserts est donc relativement importante. Ainsi, la relation entre les concentrations en calcium dans le débit de base et la profondeur des écoulements semble cohérente. Par conséquent l'analyse des concentrations en calcium du débit de base donne une indication concernant le type, la profondeur des écoulements de subsurface dans les différents bassins de la Haute-Mentue. Des concentrations élevées en calcium ainsi qu'une faible variabilité temporelle de cet élément dans le débit de base sont certainement des indicateurs d'écoulements profonds de subsurface.

La variabilité temporelle et plus particulièrement saisonnière du calcium dans le débit de base est élevée. Elle est d'ailleurs nettement plus importante que celle de l'eau du sol. Iorgulescu (1997) a suggéré que la variabilité temporelle du calcium est due en grande partie à des contrôles hydrologiques. En effet, ce dernier a observé que les concentrations en calcium sont fortement corrélées aux débits et aux niveaux de la nappe. Iorgulescu (1997) suppose que la décroissance de la silice et du calcium dans le débit de

base observée en automne et en hiver est due à un effet de dilution. Cette décroissance des concentrations est probablement provoquée aussi par une chute des températures et donc une diminution de l'altération des minéraux. En réalité, il est difficile de dissocier l'effet hydrique de l'effet thermique, car les deux sont corrélés. La saturation et les écoulements à travers le sol évoluent avec la température.

Le comportement chimique du débit de base ressemble à celui de l'eau des zones intermédiaires. Toutefois, la variabilité temporelle des concentrations en silice et en calcium dans les eaux souterraines est apparemment nettement plus faible que celle observée dans les eaux intermédiaires (fig. 28 et fig. 29). En réalité, la caractérisation du débit de base n'est pas complète. En effet, le débit de base ne peut pas être échantillonné et caractérisé chimiquement lors des crues. Il serait pourtant intéressant de connaître l'importance de la dilution du débit de base lors des événements pluie-débit. Est-ce que cette dilution est aussi importante que dans les eaux de la zone intermédiaire? L'échantillonnage effectué dans les zones d'exfiltration de la nappe (point G20extA et G20extB dans les figures 25 et 26) semble indiquer que la variabilité temporelle des eaux souterraines est bel et bien inférieure à celle des eaux intermédiaires. Toutefois, il faut se rappeler que l'échantillonnage dans les bougies poreuses et les piézomètres de la Haute-Mentue a été effectué essentiellement avant et après les événements pluvieux. Par conséquent, la variabilité temporelle à l'échelle de l'événement pluie-débit des eaux souterraines n'a jamais été étudiée. Dans cette situation la composante "nappe profonde" du modèle de mélange de la Haute-Mentue ne correspond pas à un domaine physique au cours de l'événement étudié. Concrètement la composante "nappe profonde" caractérisée par le débit de base correspond à l'eau souterraine présente dans le bassin avant le début des précipitations. Si l'eau souterraine est diluée au cours des événements pluvieux, cette composante ainsi définie ne correspond plus réellement à l'eau souterraine. A vrai dire, de par les faibles vitesses de circulation de l'eau dans le sol, il est probable que l'effet de dilution soit, en partie, retardé et atténué. Le même type de raisonnement peut être appliqué au cas de la composante "eau du sol". Cette composante correspond à un domaine physique rattaché dans le temps si une éventuelle modification de la signature chimique de l'eau du sol au cours des événements pluvieux n'est pas prise en considération lors de sa définition chimique.

4.3.4 Synthèse de la définition chimique des composantes

Globalement il ressort de toute cette discussion concernant la définition chimique des composantes que les principaux doutes concernent la variabilité temporelle à l'échelle des événements pluie-débit. En ce qui concerne la définition chimique de l'eau de pluie, la plus grande interrogation concerne effectivement sa variabilité temporelle. En effet, face à la rapide dynamique d'enrichissement en silice de l'eau de pluie en contact avec le sol, il est probable que la signature chimique de cette eau se modifie lors de son transit vers la rivière sur ou à travers le sol. L'occupation du sol influence la composition chimique des précipitations. Les concentrations chimiques sont différentes à ciel ouvert ou sous couvert forestier. La variabilité spatiale de la signature chimique des précipitations est essentiellement due à ce phénomène, elle est donc facile à caractériser. Toutefois, la concentration chimique des pluviollessivats peut varier au cours des saisons ou au cours d'une série d'averses selon l'accumulation des dépôts secs sur la canopée. Ce qu'il semble important de dire ici est que les variabilités temporelle et spatiale de la composition chimique des pluies avant qu'elles n'atteignent le sol sont limitées comparativement à son éventuel enrichissement en silice lors de son acheminement vers la rivière. Pour l'analyse d'incertitude,

seule la variabilité saisonnière de la composition chimique des pluies et leur éventuel enrichissement en silice seront considérés afin d'évaluer leur effet sur les résultats des décompositions des hydrogrammes.

La définition chimique de l'eau du sol est la plus délicate. Cela est dû au fait que sa signature chimique est intermédiaire entre celle des précipitations directes et celle de la nappe profonde. La distinction de l'eau du sol avec les deux autres composantes n'est donc pas facile. La concentration chimique de l'eau s'infiltrant dans le sol se modifie progressivement. Cette modification dépend du temps de contact et des propriétés chimiques de son environnement. Dans cette étude selon la concentration en calcium et la position ou la profondeur des prélèvements, les points d'échantillonnage de l'eau de subsurface ont été attribués une fois pour toutes à une composante: soit l'eau du sol, soit la nappe profonde. Etant donné que par la suite tous les échantillons récoltés en un point de prélèvement sont attribués systématiquement à la même composante, cela permet de considérer la variabilité temporelle des compositions chimiques des composantes. Apparemment les concentrations chimiques de l'eau du sol sont variables suivant les saisons et au cours des événements pluvieux. La variabilité saisonnière de la composition chimique a été clairement mise en évidence pour l'échantillon d'eau du sol à disposition, elle pourra alors être considérée sans autre au cours de l'analyse d'incertitude. Par contre la variabilité au cours des événements pluvieux n'a pas pu être caractérisée à partir de la campagne d'échantillonnage effectuée dans le cadre de ce travail. En effet, les échantillons d'eau du sol ont été récoltés essentiellement avant et après les événements pluvieux, mais rarement pendant. Toutefois, l'échantillonnage en continu d'un point de prélèvement de l'eau de la zone intermédiaire semble indiquer que la variabilité chimique des eaux du sol pendant les pluies est également importante. Cette modification de la signature chimique de l'eau du sol peut avoir d'importantes conséquences sur les résultats des séparations d'hydrogrammes et leur interprétation. Il semble donc indispensable d'évaluer l'effet d'une telle variabilité temporelle lors de l'analyse d'incertitude. Dans l'état actuel des connaissances, le seul moyen d'aborder ce problème est d'effectuer une analyse de sensibilité en faisant varier la signature chimique de l'eau du sol.

Concernant la variabilité spatiale de la composition chimique de l'eau du sol, il semblerait qu'elle soit également importante. Il est difficile avec les moyens actuellement à disposition de caractériser cette variabilité à l'échelle du bassin versant. En effet, l'échantillonnage de l'eau du sol se fait de façon ponctuelle. Etant donné que cette variabilité ne peut pas être caractérisée, elle affecte sous forme d'incertitude les résultats des décompositions d'hydrogrammes. Cet effet sera considéré indirectement lors de la détermination globale de l'incertitude des modèles de mélange.

En ce qui concerne la composition chimique des eaux de la nappe profonde, une variabilité systématique entre les bassins versants peut être mise en évidence. La conséquence sur les résultats des séparations d'hydrogrammes de considérer ou non cette variabilité spatiale sera évaluée lors de l'analyse d'incertitude. A propos de la variabilité temporelle de la signature chimique de cette composante, une tendance saisonnière a été observée. Par conséquent, il semble judicieux d'évaluer l'effet de cette variabilité lors de l'analyse d'incertitude. Il est probable également que la composition chimique de l'eau de la nappe varie à une échelle de temps plus fine au cours des événements pluie-débit. Actuellement aucune information n'est à disposition concernant une telle variation temporelle. A vrai dire, en définissant chimiquement l'eau de la nappe à partir des échantillons du débit de base, indirectement on suppose que la composition chimique de cette variable ne change pas lors des crues. Il serait alors intéressant d'évaluer l'effet sur les décompositions d'hydrogrammes de l'infirmité de cette hypothèse. Malheureusement, par manque d'information il ne sera pas possible d'analyser cet effet dans le cadre de

l'analyse d'incertitude proposée dans ce travail.

4.4 Description des événements hydrologiques étudiés

L'analyse d'incertitude présentée ci-après est construite sur les données hydrologiques de trois sous-bassins de la Haute-Mentue (Bois-Vuacoz, Corbamont et Corbassière) enregistrées lors de quatre événements pluie-débit ayant eu lieu en mai et septembre 1993. Au cours de la période du 20 au 22 mai 1993, une seule crue s'est produite (fig. 32). Cet événement peut être considéré comme caractéristique de la transition des conditions humides du printemps vers les conditions sèches de l'été.

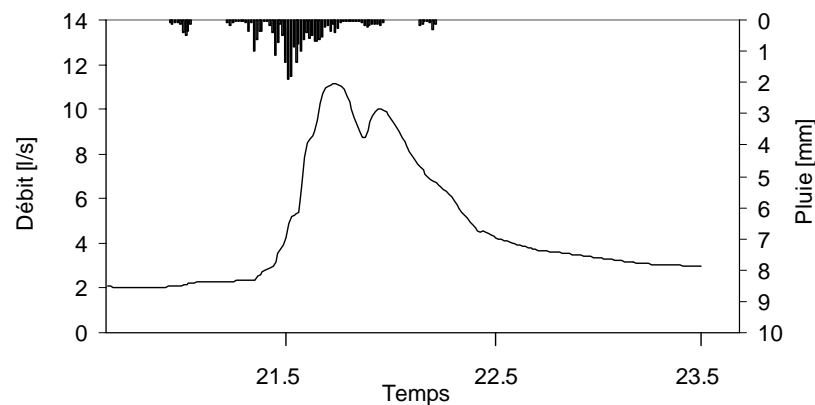


Figure 32. Pluie et débit enregistrés à Bois-Vuacoz ($226'400 \text{ m}^2$) du 20 au 22 mai 1993.

Les conditions antécédentes de cet événement sont moyennement humides. Il a plu 25 mm au cours des deux semaines précédant cet événement. La précipitation totale enregistrée à Chalet-du-Villars au cours de cette période est 26.5 mm. L'intensité maximale horaire est de 6.5 mm/h. Les caractéristiques des réponses hydrologiques sont présentées dans le tableau 8.

Bassin versant	LET [mm]	LER [mm]	CER [%]	Qb [mm/h]	Qp [mm/h]
Bois-Vuacoz	2.40	1.20	4.4	0.033	0.165
Corbamont	1.89	1.10	4.1	0.032	0.137
Corbassière	1.82	1.05	3.9	0.030	0.134

Tableau 8. Caractéristiques des réponses hydrologiques du 20 au 22 mai 1993.

LET : La lame d'écoulement totale est obtenue en divisant le volume total de la crue par la surface du bassin versant.

LER : La lame d'écoulement rapide correspond au volume de la crue se situant au-dessus de la ligne de séparation¹, divisé par la surface du bassin versant.

CER : Le coefficient d'écoulement rapide est calculé en divisant la lame d'écoulement rapide par la pluie totale.

Qb : Le débit de base est observé dans la rivière juste avant le début de la crue.

Qp : Le débit de pointe correspond au débit maximum observé pendant la crue.

Les conditions antécédentes des événements de septembre peuvent être considérées comme sèches. Il a plu seulement 4 mm au cours des dix jours précédant le 6 septembre 1993. La première crue se produisant entre le 8 et le 9 septembre 1993 est générée par une pluie de 45 mm, dont l'intensité horaire maximale est de 9 mm/h (fig. 33). La crue du 9-10 septembre se produit seulement vingt heures après la première. Cette crue est générée par une pluie totale de 52 mm. Finalement, la troisième crue du 13 au 15 septembre est produite par une pluie de 42 mm ayant une intensité horaire maximale de 6.3 mm/h.

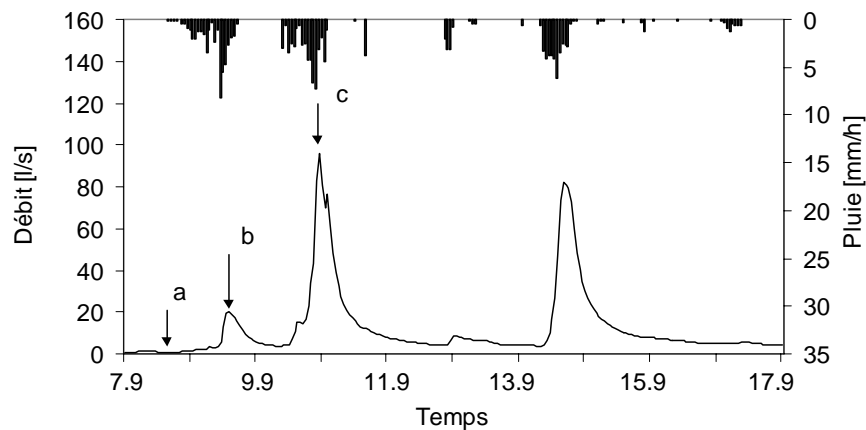


Figure 33. Pluie et débit enregistrés à Bois-Vuacoz ($226'400 \text{ m}^2$) du 7 au 17 septembre 1993 et indication de trois situations caractéristiques (a, b et c).

Les conditions hydriques des bassins augmentent fortement au cours de ces trois événements. Ainsi malgré que le volume total des trois précipitations soit du même ordre de grandeur, le débit généré est beaucoup plus important (voir les lames d'écoulement totales dans le tableau 9) lors des deux derniers événements que lors du premier qui succède à une période sèche.

L'application des modèles de mélange et plus particulièrement du modèle AIDH à ces douze événements (9 événements en septembre et 3 en mai 1993) a permis d'étudier de façon détaillée l'incertitude des décompositions d'hydrogrammes dans des situations très variées. La réponse hydrologique dépend essentiellement des conditions antécédentes d'humidité et des caractéristiques des précipitations (ex: volume, intensité). Lors d'un même événement les réponses hydrologiques peuvent être sensiblement différentes d'un bassin à l'autre. La génération des crues dépend également des propriétés physiques des bassins versants. Par conséquent, les incertitudes des séparations d'hydrogrammes sont spécifiques à un événement et à un lieu donné. Toutefois, il est possible d'identifier des principes généraux contrôlant l'incertitude des modèles de mélange communs à chacune des décompositions d'hydrogrammes. Ces principes seront illustrés dans la suite du texte par le cas particulier des trois événements observés à Bois-Vuacoz au cours de la période du 9 au 15 septembre 1993 (fig. 33), qui caractérise bien la tendance générale observée sur l'ensemble des douze événements étudiés.

1. L'écoulement rapide a été séparé du débit de base dans les hydrogrammes de crue par l'application de la méthode de Hewlett et Hibbert (1967). Cette méthode considère que le débit de base croît de façon linéaire tout au long de la crue. L'accroissement proposé par ces auteurs dépend simplement de la superficie du bassin (0.0187 mm/h/ha).

Bassin versant	Période	LET [mm]	LER [mm]	CER [%]	Qp [mm/h]	Qp [mm/h]
Bois-Vuacoz	7-8 sept.	3.22	1.88	4.2	0.033	0.0150
	9-10 sept.	15.21	11.85	22.8	1.45	0.0555
	13-15 sept.	15.67	12.47	29.6	1.24	0.058
Corbamont	7-8 sept.	2.71	1.41	3.1	0.27	0.0174
	9-10 sept.	10.54	7.78	15.0	1.00	0.0560
	13-15 sept.	10.49	7.95	18.9	0.82	0.050
Corbassière	7-8 sept.	2.41	1.24	2.7	0.20	0.0233
	9-10 sept.	10.01	6.98	13.4	0.89	0.0541
	13-15 sept. ^a	11.78	8.67	20.65	0.74	0.05

Tableau 9. Caractéristiques des réponses hydrologiques du 7 au 15 septembre 1993.

- a. Le débit au cours de la période du 13 au 15 septembre 1993 n'a pas été enregistré. Alors une série a été reconstituée à partir des observations faites à Corbamont. Les débits spécifiques des ces deux stations sont habituellement très proches.

4.5 Incertitude statistique

L'application systématique du programme AIDH aux douze événements pluie-débit présentés ci-dessus a permis d'analyser de façon approfondie l'incertitude "statistique", qui est due à la variabilité chimique des composantes. Plus précisément, l'objectif de cette analyse était d'étudier d'une façon générale quels sont les facteurs qui contrôlent l'incertitude des modèles de mélange à trois composantes.

4.5.1 Variabilité de l'incertitude

Tout d'abord, il est apparu que l'importance de l'incertitude des décompositions d'hydrogrammes varie au cours des événements pluie-débit. L'incertitude sur la détermination de la contribution des composantes semble moins importante lors du débit de pointe que lors de l'écoulement lent (fig. 34). Ceci a été confirmé par le calcul du coefficient de corrélation entre le débit et les différences interquartiles ($Q(0.75)-Q(0.25)$) des contributions des composantes. En effet, les coefficients de corrélation varient entre -0.21 et -0.98.

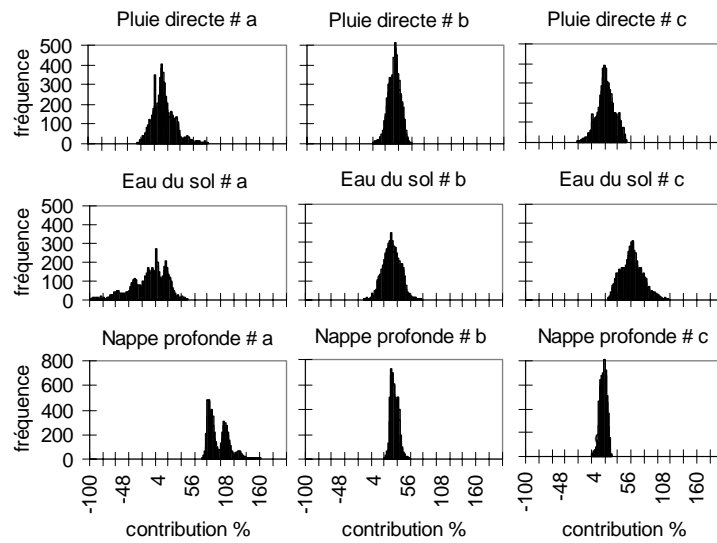


Figure 34. Histogrammes des contributions des composantes obtenus par l'application du modèle AIDH pour les trois situations particulières (a, b, c) présentées dans la figure 33.

La relation entre l'incertitude et le débit est due à la fois à la variabilité chimique des composantes et à la position de la concentration de l'eau de rivière par rapport aux sommets du triangle de mélange, définis par les concentrations des traceurs des composantes (fig. 35).

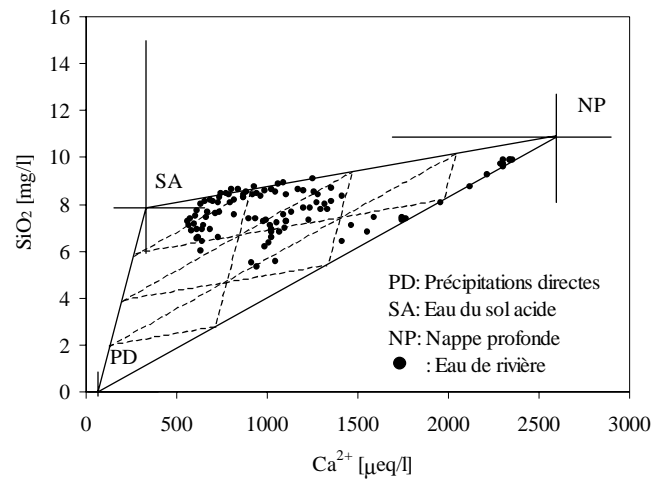


Figure 35. Modèle de mélange à trois composantes de la Haute-Mentue (cas 1). Les barres se croisant aux sommets du triangle correspondent à l'étendue des distributions (minimum, médiane et maximum) des compositions chimiques des composantes.

Etant donné que la variabilité chimique de la composante "précipitations directes" est beaucoup plus faible que celle des autres composantes, les séparations présentent moins d'incertitude avec l'augmentation de sa contribution. Autrement dit quand la concentration de l'eau de rivière va en direction de la signature chimique de la composante "précipitations directes", ce qui est le cas lors de la formation des crues, les incertitudes des décompositions d'hydrogrammes diminuent. Ceci explique la diminution de l'incertitude lors des crues observées pour le cas particulier de la Haute-Mentue.

4.5.2 Analyse globale

Afin d'obtenir une image plus générale de l'incertitude statistique du modèle de mélange de la Haute-Mentue, le programme AIDH a été appliqué à tout l'espace calcium-silice compris entre les valeurs respectives de 3000 $\mu\text{eq/l}$ et 15 mg/l (Joerin et al., submitted). Cet espace est balayé en choisissant de façon incrémentale des concentrations fictives d'eau de rivière (C^1_t et C^2_t dans l'équation 6) tous les 20 $\mu\text{eq/l}$ de calcium et tous les 0.1 mg/l de silice. Pour chacun de ces points 10000 séparations ont été effectuées en faisant varier à chaque fois la composition chimique des composantes. Ainsi pour chacun de ces points et pour chacune des composantes une distribution de contributions (composée de 10000 valeurs) a été obtenue. Afin de synthétiser l'information et de caractériser l'incertitude, l'écart-type de chacune de ces distributions a été calculé et associé au point de l'espace silice-calcium correspondant. Il est alors possible de cartographier pour chaque composante ces écarts-types en fonction de la position de la concentration de l'eau de rivière (fig. 36).

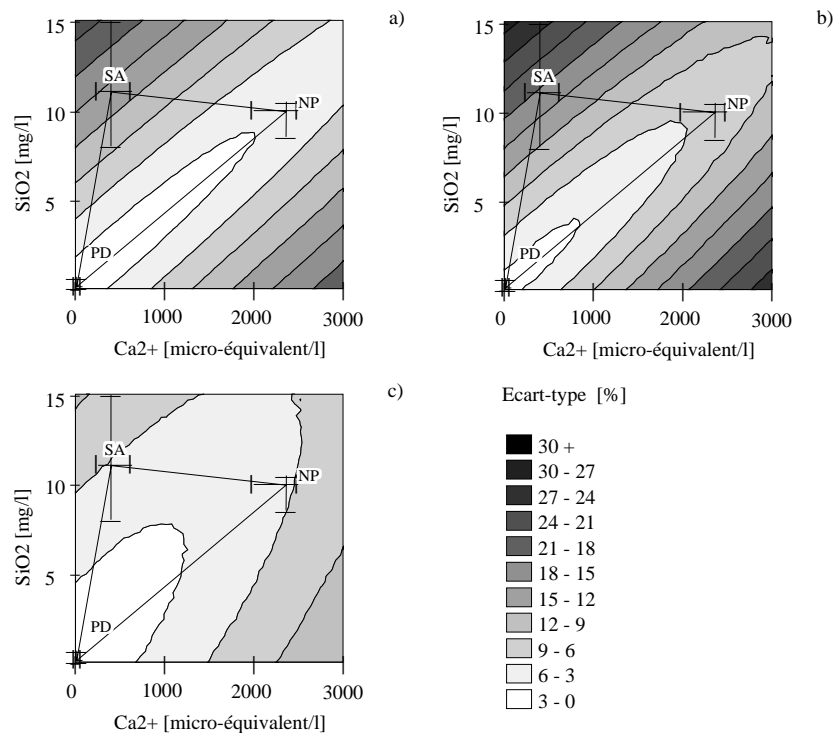


Figure 36. Interpolation de l'écart-type des contributions pour respectivement a) les précipitations directes b) eau du sol c) la nappe profonde obtenue par l'application du programme AIDH (cas 4, Bois-Vuacoz septembre 1993).

Les trois plans de la figure 36 représentent respectivement l'écart-type des contributions des précipitations directes, de l'eau du sol et de la nappe profonde. Il faut noter que les points correspondant à l'eau de rivière situés à l'extérieur du triangle de mélange généré aléatoirement ne correspondent pas à une situation physique réelle. Ces points correspondent aux cas où les contributions des composantes sont soit supérieures à 100% soit inférieures à 0%. Il a été choisi de représenter tout de même les écarts-types de ces points, car cela permet de mieux étudier la structure des incertitudes. La figure 36 confirme tout d'abord que dans le cas particulier du modèle de mélange de la Haute-Mentue, où les variabilités chimiques des composantes ne sont pas égales, les séparations les plus certaines ne sont pas obtenues

quand la contribution des composantes sont égales comme le suggère Genereux (1998), mais quand la concentration de l'eau de rivière est proche de la signature chimique de la composante "précipitations directes". Les écarts-types de même importance (courbes "d'iso-incertitude") semblent former des ellipses centrées sur le pôle chimique de la composante "précipitations directes". La position du centre de ces ellipses semble dépendre du rapport des variabilités chimiques entre les trois composantes. Dans le cas présent, étant donné que la variabilité chimique des précipitations directes est très faible comparativement aux deux autres composantes, les ellipses sont centrées sur cette composante (fig. 36). Ceci laisse supposer que si les variabilités chimiques des trois composantes étaient égales, les ellipses seraient alors centrées sur le centre de gravité du triangle de mélange. L'axe principal des ellipses est plus ou moins parallèle à la direction PD-NP. Ceci semble être dû au fait que les définitions chimiques des composantes "précipitations directes" et "nappe profonde" sont les plus sûres. Toujours à propos de la figure 36 le petit axe des ellipses est plus ou moins perpendiculaire à la direction PD-NP. Il est intéressant de noter que les courbes d'équicontribution de l'eau du sol (courbes composées de points présentant tous la même contribution d'eau du sol; ces courbes sont représentées dans la figure 35 par des lignes hachurées parallèles à l'axe PD-NP) sont également perpendiculaires au petit axe des ellipses. Autrement dit, plus la contribution de l'eau du sol augmente plus les séparations d'hydrogrammes deviennent incertaines.

4.5.3 Facteurs de contrôle

Afin de tester l'hypothèse concernant la position du centre des ellipses, une nouvelle simulation du même cas (cas 4, Bois-Vuacoz septembre 1993) a été effectuée mais en fixant des variabilités chimiques égales pour les trois composantes. La représentation graphique de cette nouvelle simulation (fig. 37) confirme que lorsque les variabilités chimiques des composantes sont égales, les ellipses sont centrées sur le centre de gravité des triangles de mélange. Dans le cas de la figure 37, la variabilité des concentrations en calcium n'est pas égale à celle de la silice proportionnellement à leur échelle de valeur. Les variabilités en calcium et en silice sont respectivement de 7% (200 / 3000 [$\mu\text{eq/l}$]) et 13% (2 / 15 [mg/l]).

Afin d'éviter une éventuelle distorsion du système due à cette inégalité, une nouvelle simulation a été faite en imposant une variabilité chimique de 13% pour les deux traceurs (Annexe 4, fig. A.4). Cette nouvelle définition de la variabilité chimique des composantes n'a pas beaucoup d'effet sur la structure de l'incertitude. La forme, l'orientation des ellipses ne changent pratiquement pas comparativement au cas de la figure 37. La différence principale est l'augmentation de l'incertitude de la composante "nappe profonde". Une forte relation entre la variabilité du calcium et l'incertitude de la composante "nappe profonde" semble exister.

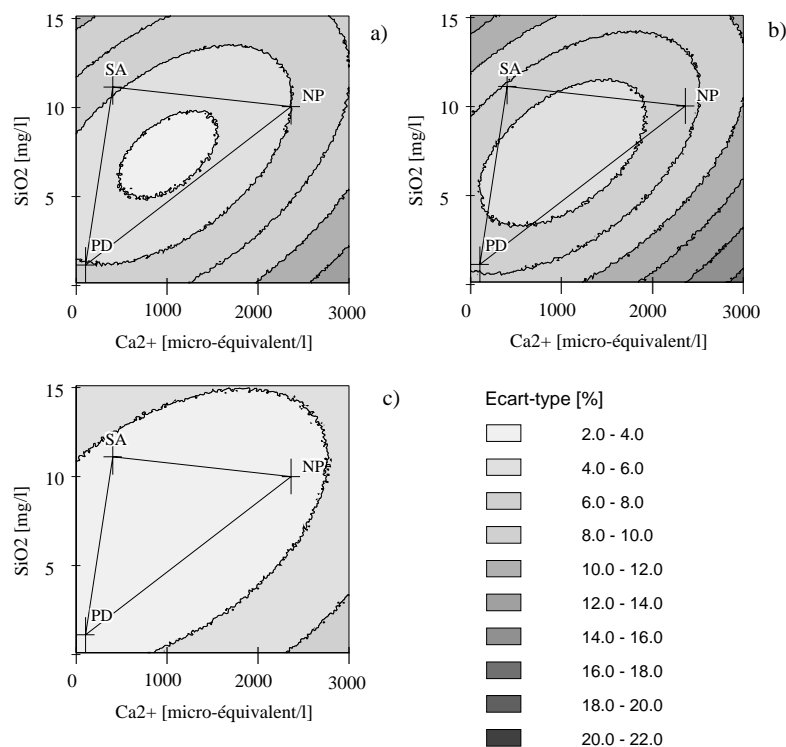


Figure 37. Cas où les variabilités des concentrations en silice et en calcium sont les mêmes pour les trois composantes. Ecart-type des contributions a) des précipitations directes b) de l'eau du sol c) de la nappe profonde.

En réalité, la forme des ellipses semble être essentiellement influencée par la position des composantes les unes par rapport aux autres. En changeant la forme du diagramme de mélange, autrement dit en modifiant les concentrations chimiques des composantes, on agit sur la forme et l'orientation des ellipses (Annexe 4, fig. A.5 et fig. A.6). Dans un cas extrême où le triangle de mélange est équilatéral, les courbes d'iso-incertitude ne sont plus des ellipses mais quasiment des cercles (fig. 38).

La qualité de la détermination des contributions des précipitations directes et de la nappe profonde est essentiellement affectée par la variabilité totale, ou autrement dit à l'intérieur des trois composantes, de la silice respectivement du calcium. Afin de mettre en évidence cet effet, le cas de la figure 38 a été resimulé en supprimant préalablement toute la variabilité du calcium pour les trois composantes (fig. 39). D'une façon générale, l'incertitude est moins importante dans ce nouveau cas comparativement à celle de la figure 38.

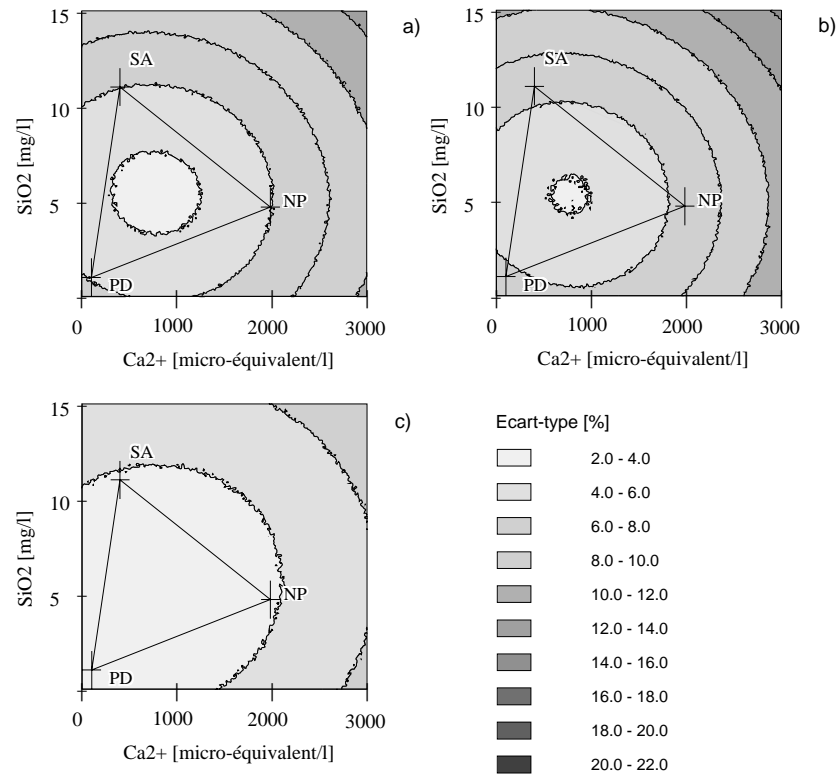


Figure 38. Cas d'un diagramme de mélange ayant la forme d'un triangle équilatéral. Ecart-type des contributions a) des précipitations directes b) de l'eau du sol c) de la nappe profonde.

La réduction d'incertitude est particulièrement importante pour la composante "nappe profonde". A ce sujet, il faut remarquer que les courbes d'équicontribution de la nappe profonde (droites hachurées parallèles à l'axe PD-SA dans la figure 35) sont quasiment parallèles aux variations de la silice et perpendiculaires à celles du calcium. Par conséquent, les variations des concentrations en silice affectent très faiblement la détermination de la contribution de la nappe profonde.

Par contre, cette composante est très sensible aux variations des concentrations en calcium (fig. 39 et Annexe 4 fig. A.8). La situation est inverse pour le cas des précipitations directes. Dans le cas du modèle de mélange de la Haute-Mentue, les courbes d'équicontribution de cette composante (lignes hachurées parallèles à l'axe SA-NP dans la figure 35) sont pratiquement parallèles aux variations de la silice. Par conséquent, la détermination de la contribution des précipitations directes est fortement influencée par les variations en silice et faiblement par celles en calcium (Annexe 4, fig. A.7).

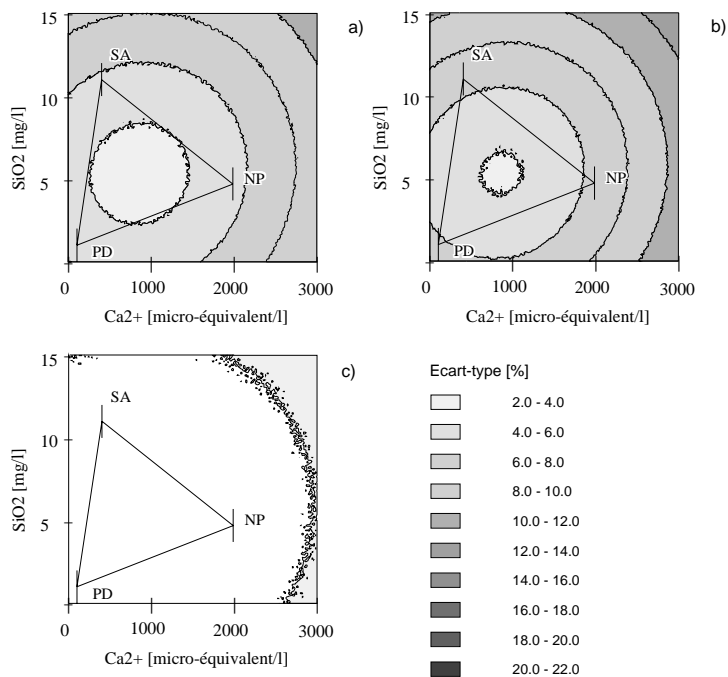


Figure 39. Cas sans variabilité du calcium. Ecart-type des contributions a) des précipitations directes b) de l'eau du sol c) de la nappe profonde.

La composante "eau du sol acide" est influencée, quant à elle, à la fois par les variations des concentrations en silice et en calcium. Ceci explique certainement pourquoi la détermination de la contribution de cette composante est toujours la plus incertaine (voir figures 36 à 39). A ce propos, Bazemore et al. (1994) font le même type de constat pour son modèle de mélange (fig. 40).

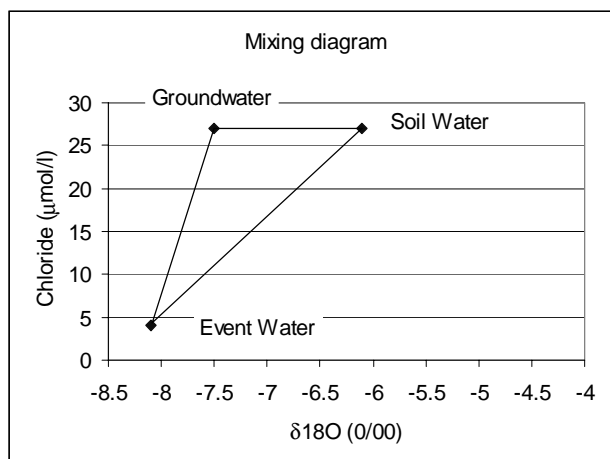


Figure 40. Diagramme de mélange utilisé pour la décomposition d'hydrogrammes dans l'étude de Bazemore et al. (1994).

Lors de la décomposition des hydrogrammes avec ce modèle de mélange, Bazemore et al. (1994) observent que la détermination de la contribution de l'eau souterraine (Groundwater) est la plus

incertaine. Ces derniers expliquent ce manque d'identifiabilité de l'eau souterraine par le fait que sa teneur en oxygène-18 est similaire aux précipitations et que sa concentration en chlore est proche de celle de l'eau du sol. Par contre les concentrations des deux traceurs sont clairement distinctes entre les deux autres composantes.

Dans les cas des figures 38 à 41, la composante la plus certaine est soit les précipitations directes soit la nappe profonde. Cela dépend en réalité de l'importance relative des variabilité des concentrations en silice et en calcium. Dans le cas particulier du modèle de mélange de la Haute-Mentue (fig. 36), c'est la composante "nappe profonde" qui est la plus certaine, car la variabilité relative des concentrations en calcium est plus petite que celle de la silice.

4.6 Incertitude liée aux hypothèses des modèles

Les modèles de mélange ne sont pas affectés uniquement par l'incertitude statistique, qui vient d'être étudiée largement. En effet, la qualité, la représentativité des résultats des séparations d'hydrogrammes est étroitement liée au choix des hypothèses d'application des modèles de mélange (cf. § 2.2.3). Par exemple, pour un modèle de mélange dont les composantes sont supposées invariantes dans le temps, on peut s'interroger sur la qualité de l'interprétation des séparations d'hydrogrammes si en réalité la signature chimique des composantes évolue au cours du temps. C'est à ce type d'interrogation que le présent chapitre souhaite répondre.

4.6.1 Approche comparative d'hypothèses alternatives

L'incertitude "fondamentale", due au choix des hypothèses, ne peut pas être étudiée comme l'incertitude statistique par des simulations de Monte-Carlo. Il est alors nécessaire d'adopter un autre type d'approche. Dans le cadre de ce travail l'incertitude "fondamentale" a été étudiée en comparant les résultats de plusieurs modèles de mélange alternatifs. Ces modèles sont apparemment identiques, ils sont basés sur les mêmes traceurs chimiques (silice et calcium) mais en réalité ils se distinguent par les hypothèses considérées pour définir la composition chimique des composantes. La variabilité spatiale et temporelle de la concentration chimique des composantes sera successivement considérée ou non lors de leur définition chimique.

4.6.1.1 Définition des hypothèses

La qualité de l'évaluation de l'incertitude "fondamentale" dépend étroitement de l'éventail des hypothèses considérées. Dans le cadre de cette étude, l'analyse a été conduite uniquement sur les hypothèses concernant la définition chimique des composantes (voir conditions d'application des modèles de mélange dans le chapitre 2.2.3). Suite aux constatations faites dans le chapitre 4.3, la définition chimique des composantes semble être une source d'incertitude importante des modèles de mélange. La variabilité spatiale et temporelle de la composition chimique des composantes peut fortement affecter la séparation des hydrogrammes et leur interprétation. Par conséquent, il semble

judicieux de focaliser l'analyse sur ce point particulier. Les modèles alternatifs sont construits en considérant les mêmes traceurs, en l'occurrence le calcium et la silice, mais les hypothèses concernant leur variabilité temporelle et spatiale à l'intérieur des composantes sont différentes (fig. 41).

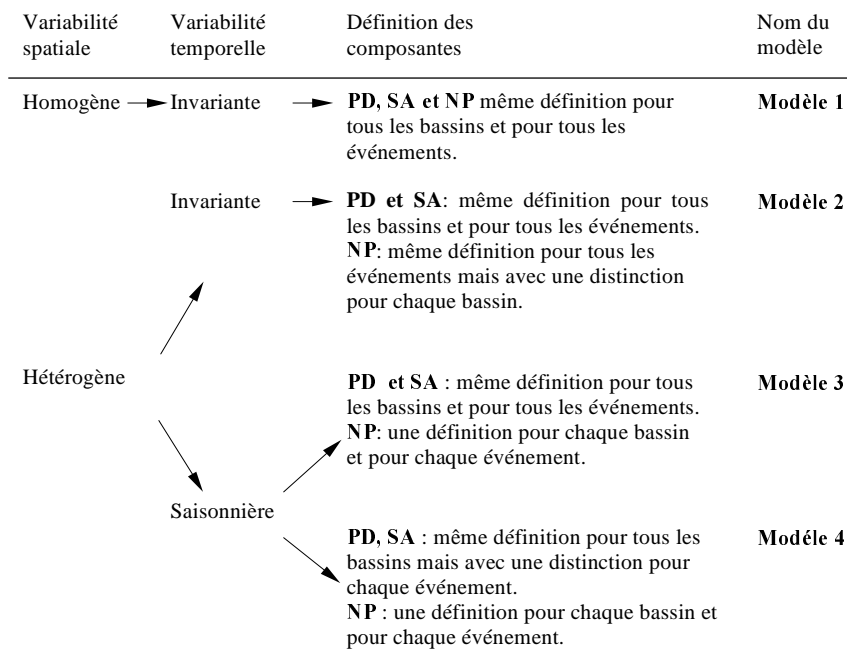


Figure 41. Définition chimique des composantes pour les quatre modèles alternatifs considérés pour l'analyse de l'incertitude "fondamentale".

Les hypothèses examinées dans cette analyse ne sont pas choisies de façon systématique, par conséquent elles ne sont pas exhaustives. En effet, le choix des hypothèses a été fait tout d'abord selon l'information disponible concernant la variabilité chimique des composantes, mais également selon les résultats obtenus au cours de l'analyse. Par exemple, concernant la variabilité spatiale, il est rapidement apparu que la teneur chimique de la nappe profonde caractérisée par le débit de base est différente dans chaque bassin. Par conséquent, l'hypothèse d'une homogénéité spatiale de cette composante a été rejetée pour le reste de l'analyse (fig. 41). La composition chimique des précipitations a été considérée dans tous les cas comme spatialement homogène. Ce choix est cohérent avec l'échantillon caractéristique de cette composante (cf. § 4.3.1). En effet, mis à part l'effet du couvert végétal aucune organisation spatiale n'a pu être mise en évidence. A propos de la variabilité spatiale de l'eau du sol, comme cela a été mentionné dans le chapitre 4.3.2, il semblerait que les contrôles physico-chimiques soient du même ordre de grandeur que ceux du débit de base. Par conséquent, il est probable que la composition chimique de l'eau du sol varie d'un bassin à l'autre. Malheureusement, la densité du réseau d'échantillonnage de l'eau du sol ne permet pas actuellement de faire cette distinction.

Concernant la variabilité temporelle des composantes, deux cas de figure ont été considérés. Il a été supposé que la composition chimique des composantes était soit invariable dans le temps soit variable selon les saisons. Globalement, mis à part peut-être pour les précipitations directes, une variation saisonnière de la silice et du calcium a été clairement mise en évidence pour les composante du modèle (cf. § 4.3). De par la forte réactivité de la silice, il est fort probable que les composantes présentent également une variabilité chimique à une échelle temporelle plus fine. Compte tenu du mode et de la

fréquence de l'échantillonnage, il n'est pas possible de mettre en évidence de telles variations. L'effet sur la séparation des hydrogrammes d'éventuelles variations temporelles des compositions chimiques des composantes à l'échelle des événements pluie-débit sera alors évalué par une analyse de sensibilité (cf. § 4.6.2).

4.6.1.2 Comparaison de l'incertitude statistique

La comparaison des quatre modèles alternatifs présentés dans les figures 41 et 42 a été basée uniquement dans un premier temps sur l'incertitude des séparations des hydrogrammes.

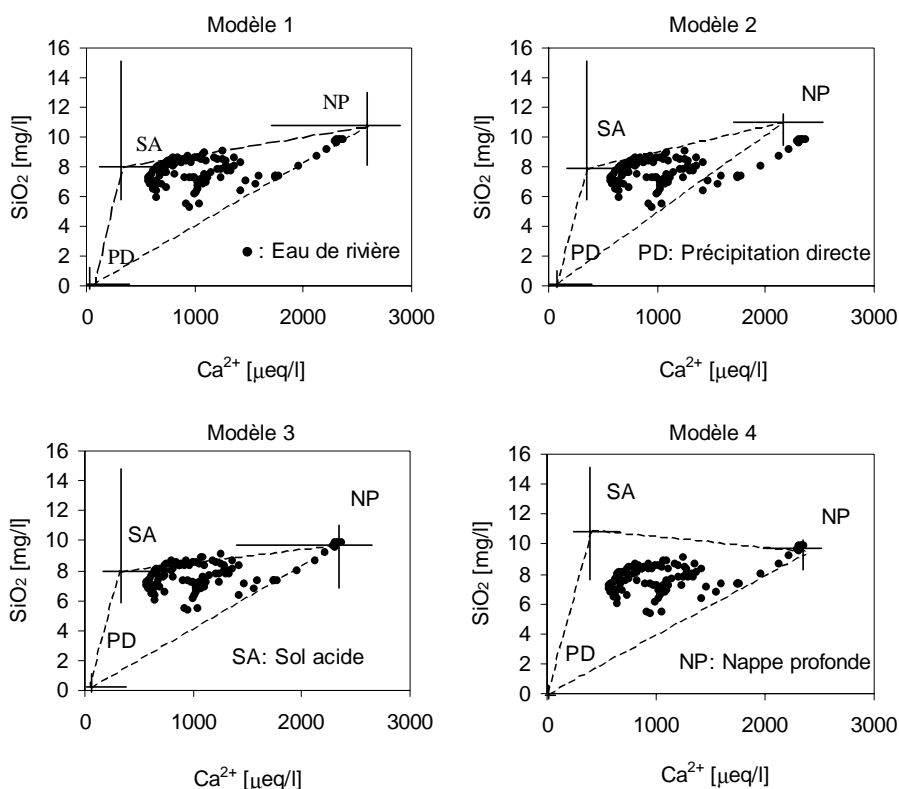


Figure 42. Diagrammes de mélange des quatre modèles alternatifs et représentation de la variabilité chimique respective des précipitations directes, de l'eau du sol acide et de la nappe profonde.

Cette incertitude peut être caractérisée par la différence entre les quartiles 0.75 et 0.25 des contributions des composantes obtenues par l'application du programme AIDH. En comparant les différences interquartiles des quatre modèles, il apparaît clairement (fig. 43) que l'incertitude diminue du modèle 1, pour lequel aucune variabilité chimique des composantes n'a été considérée, au modèle 4, où une composante "eau du sol" spécifique à chaque bassin a été choisie et où les trois composantes sont définies uniquement sur la base des échantillons récoltés avant les événements étudiés.

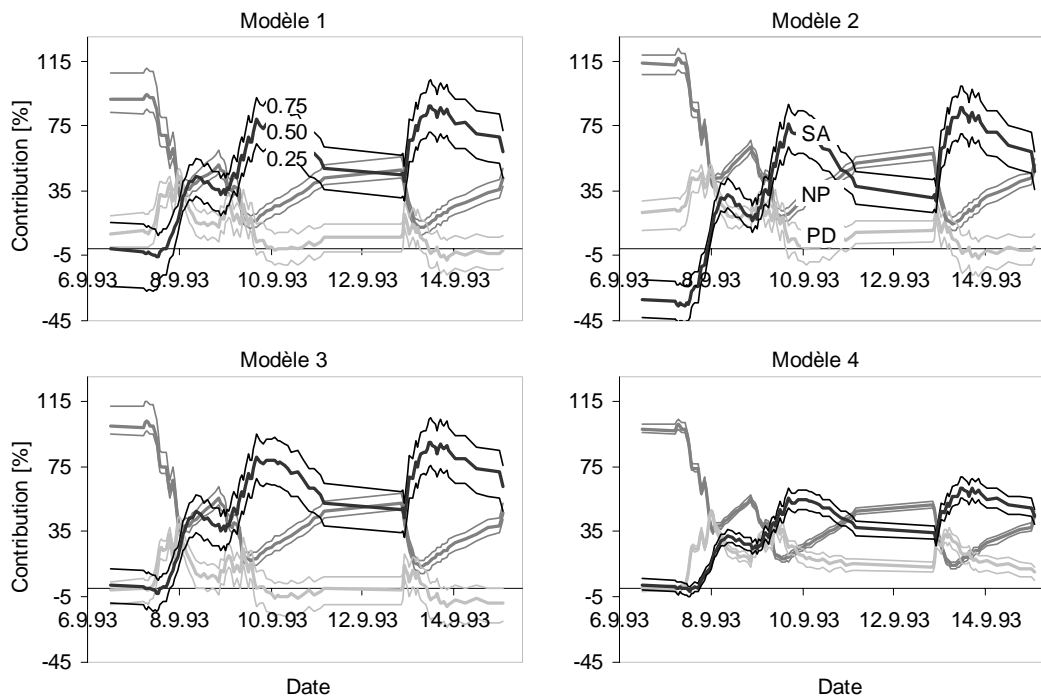


Figure 43. Contributions des trois composantes pour les quatre modèles alternatifs et représentation de l'incertitude, caractérisée par les différences interquartiles 0.75 et 0.25 (Bois-Vuacoz septembre 1993).

Les différences interquartiles pour les trois composantes sont significativement plus petites pour le modèle 4 que celles des trois autres modèles. En effet pour l'ensemble des 48 séparations d'hydrogrammes (3 sous-bassins, 4 événements pluie-débit et 4 modèles), la moyenne et le maximum de ces différences (en pour cent) sont respectivement pour les quatre modèles de 21%, 20%, 7%, 6% et 41%, 50%, 26%, 13% (fig. 44).

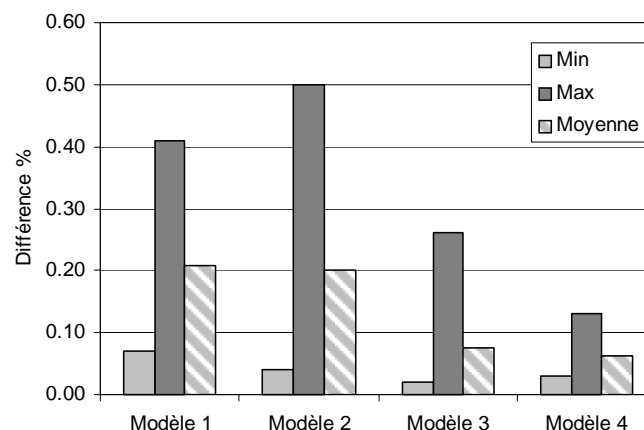


Figure 44. Représentation pour chaque modèle de l'incertitude (différence interquartile $Q(0.75) - Q(0.25)$) obtenue sur l'ensemble des séparations d'hydrogrammes.

Malgré que la variabilité spatiale de la composition chimique de la nappe ait été clairement observée sur la Haute-Mentue, le modèle 2, qui distingue une composante "nappe profonde" pour chaque bassin, ne

conduit pas à une réduction importante de l'incertitude par rapport au modèle 1 (fig. 43 et 44). Une forte réduction de l'incertitude est par contre observée entre le modèle 2 et le modèle 3. La seule différence entre ces deux modèles est une nouvelle définition de la composante "nappe profonde" considérant une variabilité temporelle saisonnière dans le cas du modèle 3. Sur la base des observations faites lors de la campagne d'échantillonnage des eaux de la Haute-Mentue (cf. § 4.3.3), cette nouvelle définition semble justifiée. Finalement, l'incertitude diminue encore en passant au modèle 4. Pour ce modèle, les composantes PD (précipitations directes) et SA (eau du sol acide) ont été définies uniquement sur la base des échantillons récoltés avant et pendant l'événement étudié. Malgré qu'aucune variabilité saisonnière de la composition chimique des précipitations n'ait pu être identifiée sur la Haute-Mentue, il semble cohérent de définir cette composante uniquement sur la base des échantillons récoltés pendant l'événement étudié. A vrai dire, cette nouvelle définition de la composante PD n'a pas une grande influence sur la qualité des résultats. En effet, la réduction d'incertitude entre le modèle 3 et le modèle 4 est essentiellement due à une définition plus détaillée de la composante SA. Ceci a été mis en évidence par l'application d'un modèle intermédiaire entre le modèle 3 et 4, où seule la composante PD considère une variabilité saisonnière. Les séparations obtenues par l'application de ce modèle sont quasiment identiques à celles résultant du modèle 4. En résumé, c'est essentiellement le fait d'avoir considéré une variabilité temporelle de la composition chimique des eaux du sol qui a réduit l'incertitude du modèle de mélange. En vue des observations faites sur la Haute-Mentue, cette spécification de la composante SA semble justifiée.

Globalement, la diminution de l'incertitude observée entre le modèle 1 et le modèle 4 peut être expliquée par un apport d'information qui permet de mieux définir la composition chimique des composantes.

4.6.1.3 Comparaison des réponses hydrologiques

La qualité des quatre modèles alternatifs ne peut pas être évaluée uniquement à partir de la considération de l'incertitude. En effet, il est également important que les réponses hydrologiques retranscrites par l'application des modèles de mélange soient cohérentes. Alors afin d'enrichir la comparaison des quatre modèles alternatifs les "anomalies mathématiques" et les "anomalies hydrologiques" ont été considérées. Les "anomalies mathématiques" correspondent aux contributions inférieures à 0% et supérieures à 100%. Lors de l'application du programme AIDH, le nombre d'"anomalies mathématiques" peut être directement comptabilisé. Par contre les "anomalies hydrologiques" sont plus difficiles à identifier et à estimer. Elles nécessitent une part de connaissance, un jugement du modélisateur afin de déterminer si le comportement hydrologique simulé est crédible. Par exemple, les contributions de la composante "précipitations directes" obtenue par l'application du modèle 1 et 2 au début des événements de septembre 1993 sont apparemment des "anomalies hydrologiques" (fig. 45).

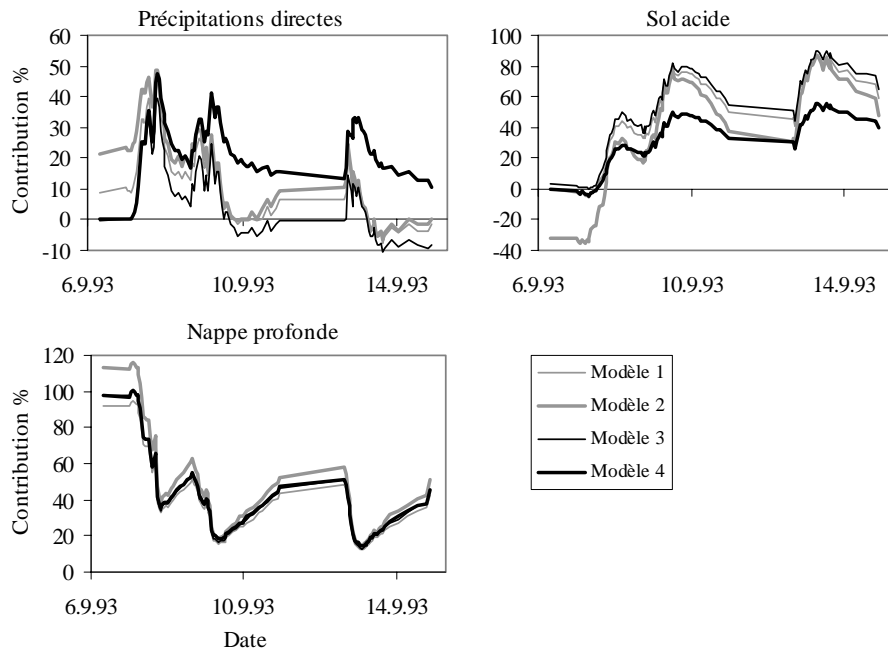


Figure 45. Comparaison du comportement hydrologique des quatre modèles alternatifs, représenté par la médiane des contributions a) des précipitations directes b) de l'eau du sol acide et c) de la nappe profonde.

La contribution des précipitations directes le 6 septembre 1993 est certainement plus ou moins nulle, car les conditions antécédentes sont relativement sèches. Il a seulement plu 4 mm au cours des dix jours précédant cette date.

En considérant ces deux nouveaux critères, le modèle 4 s'avère fournir les résultats les plus cohérents. Les plus importantes différences sont observées pour les contributions des précipitations directes (fig. 45). Ceci est dû au fait que la direction de l'axe SA-NP, qui est la même que la direction des courbes d'équicontribution de la composante "précipitations directes" (fig. 35), varie fortement parce que l'eau du sol et la nappe profonde sont les composantes les plus incertaines. Les contributions de l'eau du sol et de la nappe sont généralement assez semblables d'un modèle à l'autre. Cependant, les contributions de ces deux composantes obtenues par l'application du modèle 2 présentent de nombreuses "anomalies mathématiques" ($NP > 100\%$ et $SA < 0\%$, voir fig. 45). Dans le cas particulier du modèle 2, la concentration en calcium de la nappe profonde est probablement sous-estimée. En comparaison avec le modèle 1, la nouvelle définition de la nappe profonde dans le modèle 2, qui est spécifique à chaque bassin, n'améliore pas la cohérence des séparations. En réalité, dans le cas particulier de Bois-Vuacoz, la variabilité temporelle de la composition chimique de la nappe profonde est aussi importante que la variabilité spatiale entre les bassins versants. Par conséquent, le seul moyen d'obtenir une meilleure définition de l'eau de la nappe est de considérer également sa variabilité temporelle. Il faut remarquer toutefois que la variabilité temporelle de l'eau de la nappe n'est pas aussi importante dans les autres bassins versants.

Pour le cas de Bois-Vuacoz, la considération d'une variabilité saisonnière pour la définition chimique de

la nappe profonde du modèle 3 permet d'éliminer une grande partie des anomalies du modèle 2. En effet, les comportements de la nappe et de l'eau du sol du modèle 3, où la signature chimique de la composante "nappe profonde" est définie uniquement à partir des échantillons récoltés avant le début de l'événement considéré, sont d'une façon générale beaucoup plus cohérents (fig. 45). Néanmoins, les séparations d'hydrogrammes obtenues par l'application du modèle 3 présentent encore quelques anomalies concernant la contribution des précipitations directes. Ces anomalies sont finalement éliminées grâce à la nouvelle définition chimique des composantes du modèle 4, où la composition chimique des précipitations directes et celle de l'eau du sol sont supposées varier dans le temps.

En résumé, le modèle 4 semble être le mieux adapté au cas particulier de la Haute-Mentue. Les séparations obtenues par l'application de ce modèle sont les plus cohérentes. Elles sont les plus certaines et elles présentent peu d'anomalies mathématiques et hydrologiques. D'autres hypothèses pourraient encore être testées, mais à vrai dire la qualité des résultats du modèle 4 est déjà tout à fait satisfaisante pour obtenir une bonne vision globale du comportement hydrologique à l'échelle du bassin versant.

4.6.2 Evaluation de l'effet de la variabilité chimique des composantes lors des événements pluvieux

Dans le cas particulier des modèles de mélange géochimique la définition des composantes dépend des dynamiques des réactions chimiques entre les traceurs et leur environnement. Dans le cas du modèle de mélange de la Haute-Mentue, des composantes définies comme étant invariables dans le temps ne peuvent pas être associées à un domaine physique spécifique. En effet, les limites de ce domaine se modifient au cours du temps car en règle générale, mis à part peut-être pour les eaux souterraines profondes, la chimie des eaux à un point donné à la surface ou dans le sol varie au cours du temps (cf. § 4.3). Lors des événements pluvieux ces variations sont à mettre en relation avec la vitesse de transit de l'eau sur et dans le sol qui dépend des conditions hydriques du milieu. Alors si on veut définir des composantes rattachées à un domaine spécifique du bassin versant, il est indispensable de considérer la variation temporelle de la composition chimique de ces eaux. Si on ne le fait pas cela change l'interprétation des résultats des modèles de mélange. Dans ce cas, les composantes doivent être associées à un domaine physique et à un temps ou à des conditions hydriques. Par exemple, la contribution de la composante eau du sol acide, définie chimiquement uniquement sur la base des échantillons récoltés avant et pas pendant l'événement pluvieux, doit être interprétée comme étant l'eau du sol ayant la signature chimique de l'eau du sol avant l'événement. Une alternative serait de considérer toute la variabilité temporelle potentielle des composantes. En procédant de cette façon, l'incertitude sur la détermination de la contribution des composantes augmenterait fortement. De plus les distributions des concentrations chimiques des composantes risquent de se chevaucher et de rendre difficile la détermination de la contribution des composantes. A vrai dire, le seul moyen raisonnable pour définir des composantes purement géographiques est de considérer la variabilité chimique des composantes au cours des événements pluie-débit.

L'analyse de sensibilité proposée ci-dessous va simuler l'effet d'éventuelles variabilités chimiques des composantes lors des événements pluvieux. Au vu des résultats obtenus dans le chapitre précédent qui suggèrent une variation saisonnière des compositions chimiques des composantes et des observations

faites dans le paragraphe 4.3, il semble judicieux de tester l'effet d'une possible variation des composantes à une échelle de temps plus fine. Etant donné que les dynamiques d'enrichissement en silice et en calcium de l'eau en contact avec le sol et le substratum sont insuffisamment documentées, le seul moyen d'évaluer l'effet d'éventuelles variations temporelles au cours des événements pluvieux est de recourir à une analyse de sensibilité. La variabilité de chacune des composantes a été testée séparément. Trois modèles complémentaires (modèles 4a, 4b et 4c) ont été construits sur la base du modèle 4, qui a été identifié comme le plus cohérent dans le chapitre précédent. Chacun de ces modèles présente uniquement une composante chimiquement différente du modèle 4. Ces nouvelles définitions des composantes sont obtenues simplement en translatant les distributions de la silice et du calcium du modèle 4 tout en maintenant les mêmes formes et les mêmes étendues. Les modèles 4a, b et c correspondent plus ou moins aux cas limites, afin que les échantillons d'eau de rivière restent inclus dans le diagramme de mélange (fig. 46).

Les nouvelles signatures chimiques des composantes ont été choisies selon les observations faites dans le chapitre 4.3. Le modèle 4a simule un cas où l'eau du sol a une concentration en silice plus faible que celle observée, ceci peut se produire par exemple lors d'une rapide infiltration de l'eau de pluie dans le sol. Par rapport au modèle 4, la concentration en calcium de la composante nappe profonde du modèle 4b est plus faible. Cette diminution de la concentration en calcium simule une dilution de l'eau de la nappe par un apport d'eau du sol. Finalement, le modèle 4c permet de tester l'effet d'un enrichissement rapide en silice de l'eau de pluie en contact avec le sol.

Concernant le modèle 4c, la médiane des concentrations en silice des précipitations directes a été fixée à 2.5 mg l^{-1} qui correspond à un temps de contact eau-sol de 5 à 25 heures (voir les dynamiques d'enrichissement présentées dans le tableau 7), si initialement la concentration en silice des pluies est de 0.1 mg l^{-1} . A titre d'information, Chow et al. (1988) suggèrent que la vitesse de ruissellement (non concentré) pour des terrains forestiers de pente moyenne comprise entre 4 et 7% varie entre 0.04 et 0.06 ms^{-1} . En multipliant les vitesses de ruissellement par le temps de contact eau-sol, on obtient la longueur minimum que le ruissellement doit avoir pour que l'eau de pluie atteigne une concentration de 2.5 mg l^{-1} . En considérant les cas limites du temps de contact et des vitesses de ruissellement, cette distance minimum varie entre 686 et 5715 m. Cette distance est clairement plus grande que la longueur des versants des bassins étudiés, qui varie entre 50 et 700 mètres. Globalement la distance minimum du ruissellement pour que l'eau de pluie atteigne une concentration de 2.5 mg l^{-1} est de l'ordre du kilomètre et les longueurs des versants est de l'ordre de la centaine de mètres. Par conséquent, dans le cas particulier de la Haute-Mentue, l'eau de pluie qui rejoint la rivière en se déplaçant uniquement à la surface du sol n'a donc pas le temps de s'enrichir suffisamment en silice. Tout cela pour dire qu'une concentration de 2.5 mg l^{-1} de silice est certainement déjà trop élevée pour caractériser l'eau de pluie qui atteint la rivière par des écoulement uniquement superficiels. Autrement dit, le modèle 4c peut être considéré comme un cas limite de l'enrichissement en silice des eaux de pluie qui transitent à la surface du sol.

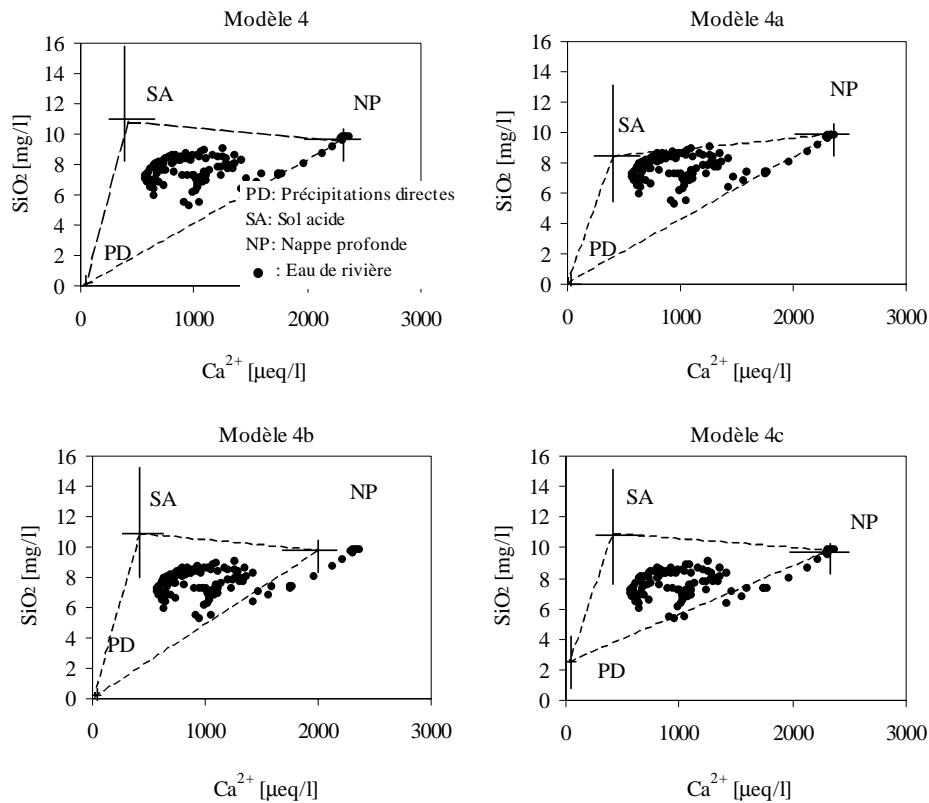


Figure 46. Analyse de sensibilité du modèle 4; représentation des modèles 4a, 4b et 4c qui se différencient du modèle 4 par une définition chimique différente de, respectivement, l'eau du sol, l'eau de la nappe profonde et des précipitations directes.

En général, les nouvelles définitions chimiques des composantes n'influencent pas fortement les séparations d'hydrogrammes. Les différences les plus importantes par rapport au modèle 4 sont observées pour le modèle 4a où la composante "eau du sol" a été modifiée (fig. 47). Ceci est difficile à expliquer car proportionnellement à leur échelle les translations des définitions chimiques sont égales pour chaque modèle.

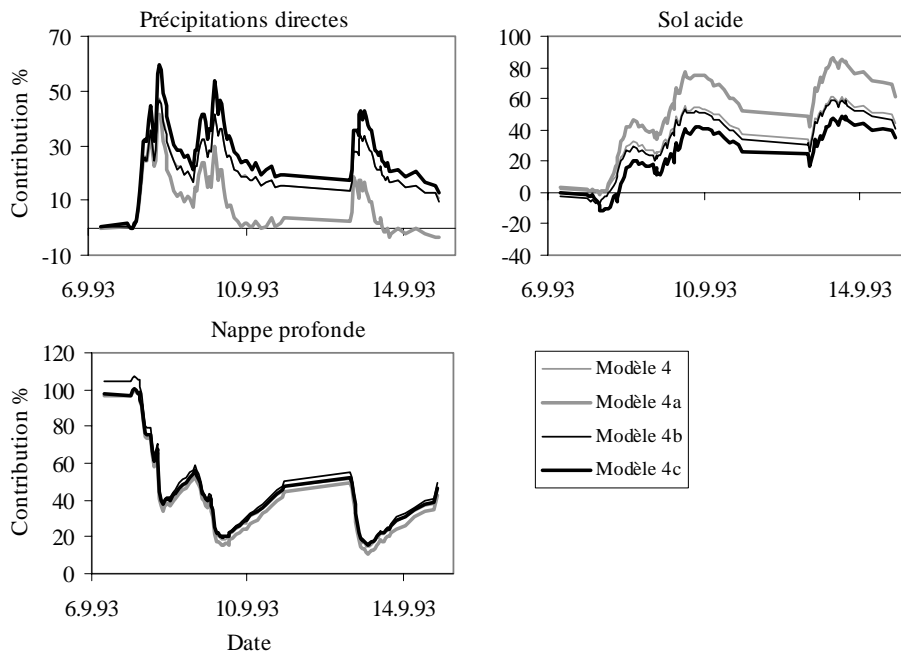


Figure 47. Analyse de sensibilité; représentation des contributions médianes pour, respectivement, les précipitations directes, l'eau du sol acide et la nappe profonde des modèles 4, 4a, 4b et 4c.

Il semble exister une relation entre les différences observées entre les modèles et les signatures chimiques de l'eau de rivière. En effet, au début de l'événement étudié les contributions des précipitations directes et de l'eau du sol acide sont identiques pour les quatre modèles. Mais au cours de l'événement les contributions de ces deux composantes diffèrent d'un modèle à l'autre. La situation est inverse pour la composante "nappe profonde", la différence de contribution entre les modèles est maximale au début de l'événement étudié. Il est intéressant de remarquer que cette différence maximale intervient pour le modèle 4b, où la composante "nappe profonde" a été modifiée, et lorsque la concentration de l'eau de rivière a justement une signature chimique très proche de cette composante. Il semble donc qu'il existe bel et bien une relation entre les différences des contributions reproduites par les modèles et la signature chimique de l'eau de rivière. Par exemple, si l'eau de rivière est chimiquement identique à celle de l'eau du sol, les variations chimiques des deux autres composantes n'ont aucun effet sur la répartition des contributions, elle est dans tous les cas de 100% pour l'eau du sol. Dans ce cas particulier, une variation de la signature chimique de l'eau du sol redistribuerait complètement les contributions entre les composantes. C'est un peu ce qui se passe dans le cas étudié. En effet, au cours de l'événement la signature chimique de l'eau de rivière est plus proche de l'eau du sol que des deux autres composantes (fig. 46). Ceci pourrait alors expliquer pourquoi le modèle 4a présente les plus grandes différences de contributions (elles varient entre 0% et 25% avec une médiane de 10%) par rapport au modèle 4.

L'effet d'une éventuelle variation de la composition chimique des composantes au cours de l'événement peut être évalué simplement en s'imaginant un glissement progressif d'un modèle à un autre. Par exemple, un enrichissement en silice de la composante "précipitations directes" se traduirait par un

passage progressif des contributions du modèle 4 vers celles du modèle 4c (fig. 48).

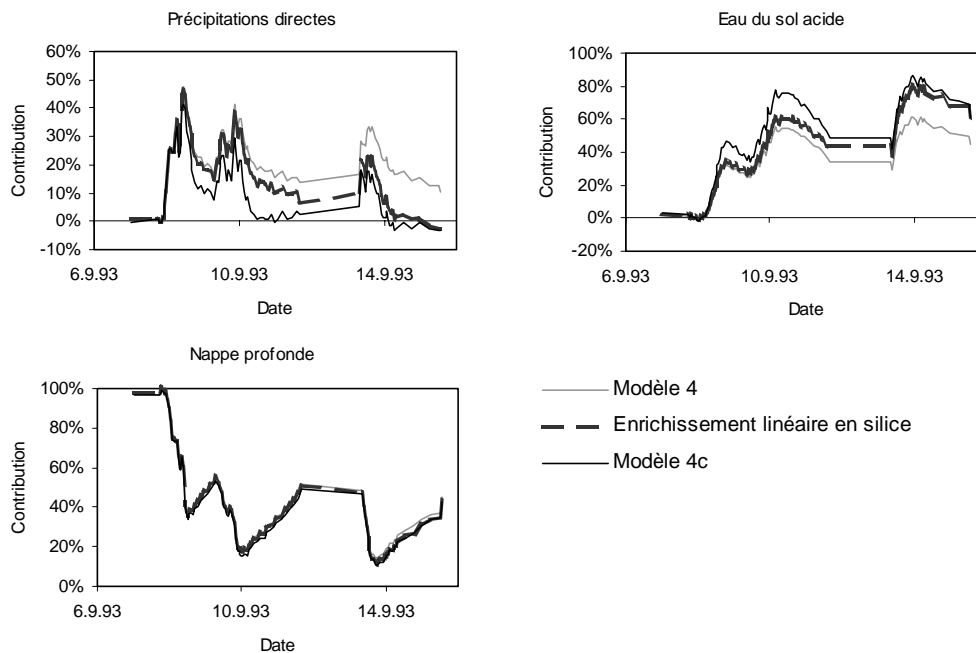


Figure 48. Enrichissement linéaire en silice de la composante "précipitations directes" au cours de l'événement pluvieux.

Dans ce cas précis, l'enrichissement de la concentration des précipitations en silice de 0.5 à 2.5 mg^l⁻¹ au cours de l'événement pluvieux ne modifie pas sensiblement la détermination de la contribution des composantes (fig. 48). Les contributions des composantes des modèles 4 et 4c sont très proches. Les différences des contributions entre ces deux modèles sont au maximum de 8% avec une médiane de 2%. Si le passage du modèle 4 au modèle 4c, ou autrement dit si l'enrichissement en silice des précipitations était progressif, les différences des séparations d'hydrogrammes seraient certainement réduites.

Une éventuelle dilution de l'eau de la nappe par de l'eau ayant la signature chimique de l'eau du sol pendant la crue, cas illustré par le passage du modèle 4 au modèle 4b, aurait également peu d'influence sur la répartition des contributions. En effet, la médiane des différences des contributions entre ces deux modèles est de 8% et le maximum est de 15%.

Finalement, une dilution de l'eau du sol par l'eau des précipitations conduisant à une diminution des concentrations en silice peut être illustrée par un transfert des résultats du modèle 4 vers ceux du modèle 4a. Comme cela été vu précédemment, la différence entre les contributions de ces deux modèles est relativement importante. Toutefois en supposant que la dilution est progressive au cours du temps, les différences par rapport au modèle 4 devraient être initialement nulles et maximales à la fin de l'événement. Une telle dilution de la composante "eau du sol" a été simulée. Le maximum et la médiane des différences des contributions de ce nouveau modèle par rapport au modèle 4 ont été estimés à 19% et 2%, ce qui est raisonnable.

Il ressort de cette analyse que des erreurs lors de la définition de la composition chimique des composantes ou le fait de ne pas considérer leur variabilité temporelle a des effets relativement limités

sur la détermination de la contribution des composantes. Dans tous les cas simulés, le comportement hydrologique global a été clairement mis en évidence. Les séparations d'hydrogrammes ne sont pas sensiblement différentes d'un modèle à l'autre. Les modifications de la définition chimique des composantes affectent essentiellement la répartition des contributions entre les précipitations directes et l'eau du sol acide. La contribution de la nappe profonde n'est pour ainsi dire pas affectée par les modifications chimiques des composantes des modèles 4a, b et c.

Globalement les résultats de l'analyse de sensibilité sont très rassurants concernant la cohérence du modèle de mélange utilisé dans le cas de la Haute-Mentue. Il faut toutefois nuancer quelque peu ce commentaire. En effet, les variations chimiques des composantes ont été relativement réduites lors de l'analyse de sensibilité. En réalité, elles pourraient être plus importantes. D'autre part, les compositions chimiques des trois composantes pourraient varier simultanément au cours de l'événement. Lors de l'analyse de sensibilité, une telle éventualité n'a pas été testée. Par conséquent, il n'est pas impossible qu'en réalité les variations chimiques des composantes au cours des événements aient une influence sur les séparations d'hydrogrammes plus importante que celle simulée par l'analyse de sensibilité. Dans un tel cas, il serait judicieux d'intégrer au modèle de mélange les processus responsables des variations temporelles des teneurs chimiques des composantes. Ainsi seulement les composantes du modèle de mélange pourront être rattachées à des domaines physiques clairement définis dans l'espace.

4.7 Reproduction du signal isotopique ^{18}O à partir des résultats du modèle chimique de mélange

L'objectif principal de ce paragraphe est d'évaluer la cohérence et la qualité des séparations d'hydrogrammes obtenues par l'application du modèle de mélange à trois composantes de la Haute-Mentue. Cette analyse permettra également d'étudier le comportement des deux traceurs, la silice et le calcium, au cours des événements pluie-débit et ainsi de déterminer s'ils sont réactifs à cette échelle de temps.

Le principe de l'analyse proposé ici consiste à calculer les teneurs en oxygène-18 de la rivière sur la base des contributions obtenues par l'application du modèle de mélange. Dans le cadre des études hydrologiques, l'oxygène-18 peut être raisonnablement considéré comme strictement conservatif. Par conséquent, si le signal isotopique de la rivière était bien reproduit sur la base des résultats de la séparation chimique, cela indiquerait que la silice et le calcium ont un comportement quasiment conservatif à l'échelle de temps des événements pluie-débit.

4.7.1 Présentation de la méthode

La procédure utilisée pour simuler le signal isotopique ^{18}O est basée sur une approche de Monte-Carlo. L'équation 11 est résolue 1000 fois pour chaque pas de temps. A chaque nouvelle génération un triplet de contributions (x_{PD} : précipitations directes, x_{SA} : eau du sol acide, x_{NP} : nappe profonde) est tiré au hasard parmi les distributions des contributions (voir par exemple figure 21) obtenues préalablement par l'application du modèle AIDH (Equ. 11).

$$[^{18}\text{O}]_{\text{Rivière}} = x_{PD} \cdot [^{18}\text{O}]_{PD} + x_{SA} \cdot [^{18}\text{O}]_{SA} + x_{NP} \cdot [^{18}\text{O}]_{NP} \quad \text{Equ. 11}$$

A chaque génération, de nouvelles teneurs isotopiques sont choisies aléatoirement parmi des fonctions de distribution représentant la variabilité isotopiques des composantes. Dans le cas des concentrations isotopiques de l'eau du sol acide ($[^{18}\text{O}]_{SA}$) et de la nappe profonde ($[^{18}\text{O}]_{NP}$), les fonctions de distributions sont du type normal. Les paramètres de ces fonctions (moyenne et écart-type) sont déduits des échantillons récoltés au cours des événements étudiés. Ainsi les distributions de teneurs isotopiques de ces deux composantes intègrent à la fois une variabilité spatiale et temporelle. Dans le cas des précipitations directes ($[^{18}\text{O}]_{PD}$), il n'est pas possible de considérer une variabilité spatiale des teneurs isotopiques. En effet, les eaux de pluie sont échantillonnées de façon fragmentée à un seul endroit. Par contre grâce à cet échantillonnage fragmenté, la variabilité temporelle de la teneur isotopique des pluies au cours des événements pluvieux peut être considérée. Afin d'intégrer de façon judicieuse cette variabilité au modèle de mélange, une méthode originale a été développée dans le cadre de cette étude.

4.7.2 Considération de la variabilité temporelle du signal isotopique de la pluie

La variabilité de la composition isotopique des précipitations au cours des averses est généralement importante (Dansgaard, 1964). Blavoux (1978) a observé que les teneurs isotopiques des pluies pendant les événements pluvieux varient soit positivement soit négativement selon la nature des précipitations (front chaud ou froid). L'échantillonnage fragmenté des précipitations sur la Haute-Mentue a permis de mettre en évidence cette variabilité isotopique des pluies lors des averses (Jordan, 1992; Iorgulescu, 1997). Dans le cas de la Haute-Mentue, les variations du signal isotopique de la pluie lors des averses sont généralement supérieures à 3 ‰. Le fait de ne pas considérer cette variabilité peut influencer fortement les résultats des séparations d'hydrogrammes. Avant entre autres la publication de McDonnell et al. (1990), dans la plupart des séparations d'hydrogrammes la teneur isotopique des précipitations était caractérisée soit par un échantillon unique soit par la moyenne pondérée des concentrations des échantillons récoltés lors de l'événement pluvieux étudié. McDonnell et al. (1990) ont critiqué ce type d'approche car selon eux, pour un pas de temps donné, il n'est pas cohérent de caractériser les précipitations en considérant les teneurs isotopiques des pluies qui n'ont pas encore atteint le sol. Ils ont proposé alors comme alternative de calculer la teneur isotopique de la pluie par moyenne incrémentale. La composition isotopique des précipitations ($\delta^{18}\text{O}$) est estimée par le calcul de la moyenne pondérée (selon la quantité P_i ou l'intensité I_i) uniquement des teneurs isotopiques des pluies précédant le pas de temps considéré ($\delta^{18}\text{O}_i$) (Equ. 12).

$$\delta^{18}O = \left(\sum_{i=1}^n P_i \cdot \delta^{18}O_i \right) / \left(\sum_{i=1}^n P_i \right) \quad \text{Equ. 12}$$

En poussant la réflexion plus loin, la formulation de la moyenne incrémentale proposée par McDonnell et al. (1990) semble également incohérente. En effet, dans cette approche les pluies précipitées influencent de façon uniforme dans le temps la teneur isotopique moyenne des précipitations. Pourtant dans le cas d'une averse prolongée, il est fort probable que l'influence des pluies sur la teneur isotopique de la composante "eau nouvelle" diminue avec le temps. Il nous a semblé alors utile de développer une nouvelle méthode qui permette de limiter l'influence des pluies lors de la caractérisation isotopique des précipitations.

Le développement de cette approche est inspiré du calcul de la moyenne incrémentale. Pour chaque pas de temps une teneur isotopique représentative des pluies antécédentes est calculée en considérant leur quantité, leur teneur isotopique et leur influence à la génération du débit (Equ. 13).

$$\delta^{18}O = \left(\sum_{i=1}^t U_i(t) \cdot P_i \cdot \delta^{18}O_i \right) / \left(\sum_{i=1}^t U_i(t) P_i \right) \quad \text{Equ. 13}$$

La méthode pour déterminer la fonction d'influence $U_i(t)$ du signal isotopique des pluies est inspirée de la théorie de l'hydrogramme unitaire (Sherman, 1932). Par conséquent, la durée d'influence du signal isotopique des pluies est supposée invariante dans le temps et indépendante du volume des pluies précipitées. Cette hypothèse peut être discutée. En effet, il est probable que dans la réalité la durée d'influence du signal isotopique des pluies varie dans le temps en fonction des conditions hydriques du bassin et des mécanismes responsables de l'acheminement de l'eau de pluie vers la rivière. Afin de mieux s'approcher de la réalité, d'autres fonctions de transfert telles que l'hydrogramme de Nash (Nash, 1957) pourraient être considérées. Toutefois pour cette première application, on a choisi de travailler avec une fonction de transfert simple. La fonction d'influence du signal isotopique des pluies $U_i(t)$ a été approchée par une forme triangulaire (fig. 49).

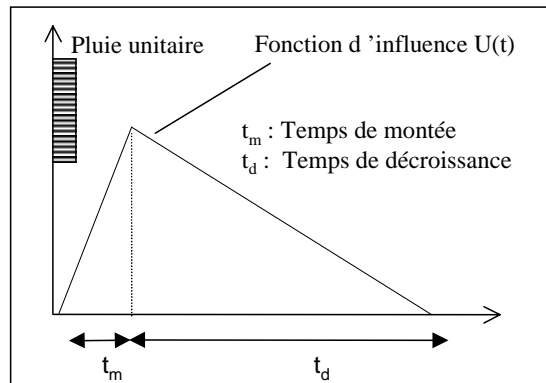


Figure 49. Fonction d'influence du signal isotopique des pluies.

L'influence du signal isotopique des pluies est initialement nulle puis augmente linéairement pour atteindre son maximum après une durée t_m . Puis la fonction d'influence décroît linéairement et est à nouveau nulle après une durée t_d . Dans le cadre de cette étude, la forme de la fonction d'influence du signal isotopique des pluies a été déduite à partir des résultats de l'application du modèle chimique de décomposition d'hydrogrammes et plus particulièrement de la contribution des précipitations directes.

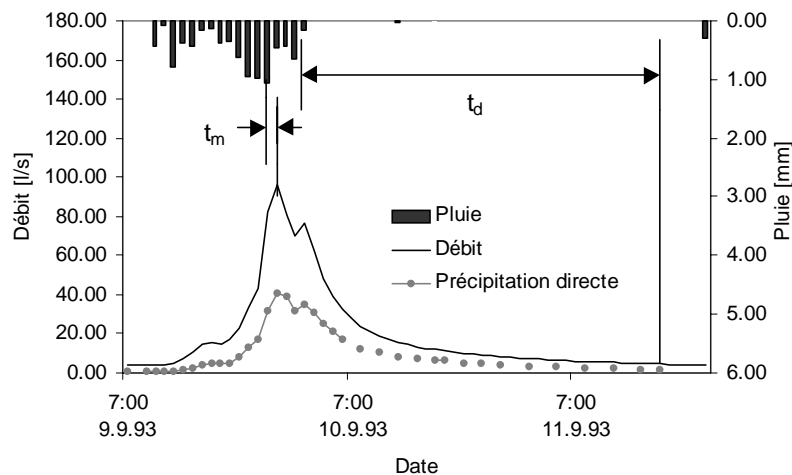


Figure 50. Définition des caractéristiques de la fonction d'influence du signal isotopique des pluies.

Le temps de montée t_m est estimé par le temps séparant le maximum des pluies et le débit de pointe (fig. 50). La durée de la décroissance t_d est supposée être égale au temps écoulé entre la fin des précipitations et l'instant où la contribution des précipitations directes est à nouveau nulle.

Dans le contexte de cette analyse, il a semblé judicieux de considérer pour le calcul des teneurs isotopiques caractéristiques des précipitations une certaine variabilité de la composition isotopique des échantillons de pluie et de la fonction d'influence. Ainsi pour chaque pas de temps considéré, la teneur isotopique des précipitations ($[^{18}\text{O}]_{PD}$) de l'équation 11 est en fait caractérisée par une fonction de distribution obtenue par simulation de Monte-Carlo. Pour chaque pas de temps, l'équation 13 a été résolue 1000 fois en choisissant aléatoirement à chaque nouvelle génération les concentrations

isotopiques des pluies antécédentes ($^{18}O_i$), le temps de montée (t_m) et le temps de décroissance (t_d) parmi des fonctions de distribution préalablement définies. L'ensemble de cette procédure est illustrée dans l'annexe 5 (fig. A.9).

Pour l'instant, la méthode proposée ici a été utilisée pour le cas de la Haute-Mentue. Cependant, cette approche pourrait tout à fait être transposée à d'autres cas. Elle pourrait également être utilisée pour la séparation isotopique des hydrogrammes. A ce sujet, il serait intéressant de comparer les résultats des séparations obtenues par cette méthode avec ceux tirés de la méthode de la moyenne incrémentale. Plus généralement, il serait intéressant d'effectuer une analyse de sensibilité en faisant varier la forme de l'hydrogramme unitaire et ainsi d'estimer les erreurs commises par un choix inapproprié de la méthode de calcul du signal isotopique des précipitations.

4.7.3 Comparaison du signal isotopique simulé et observé

Globalement, le signal isotopique des eaux de rivière est bien reproduit par l'application de l'équation 11. En effet, les teneurs isotopiques observées dans la rivière sont la plupart du temps comprises entre les quartiles 0.25 et 0.75 des concentrations simulées (fig. 51).

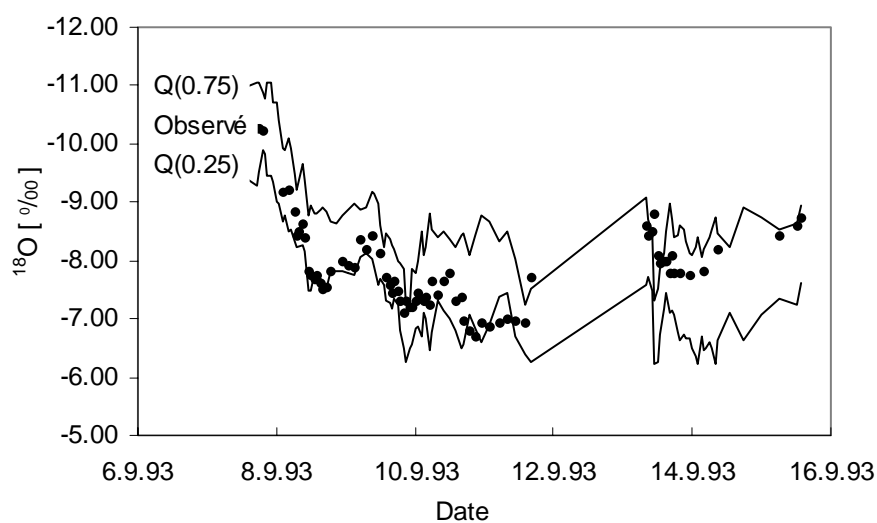


Figure 51. Comparaison des teneurs isotopiques des eaux de rivière simulées et observées. Les valeurs simulées sont représentées par les quartiles 0.25 et 0.75.

Ces résultats semblent indiquer que les contributions des composantes obtenues par l'application du modèle de mélange chimique sont cohérentes. Toutefois, à la fin des événements du mois de septembre 1993, les teneurs simulées d'oxygène-18 ont tendance à surestimer la composition isotopique réelle de l'eau de rivière (fig. 51). Dans le cas particulier de Bois-Vuacoz, présenté dans la figure 51, les concentrations isotopiques moyennes de l'eau du sol et de la nappe profonde sont respectivement de -6.3 ‰ et -10.3 ‰ . Initialement, le 13 septembre 1993 à 8 heures la teneur isotopique des pluies est de -6.4 ‰ . Six heures après le début de l'averse, la composition isotopique atteint son minimum de -11.4 ‰ . A partir de cet instant les pluies s'enrichissent à nouveau en oxygène-18. Malheureusement, l'échantillonnage des eaux de pluie a été interrompu le 13 septembre 1993 à 18 heures (fig. 51). Le

dernier échantillon récolté a une teneur en oxygène-18 de -7.65 ‰.

La déviation des teneurs isotopiques simulées est probablement due soit à un biais dans la définition isotopique des précipitations directes ou de l'eau du sol soit à une mauvaise détermination de leur contribution à ces deux mêmes composantes par le modèle de mélange chimique. Cette déviation pourrait par exemple être expliquée par la non-considération d'un éventuel enrichissement en silice de la pluie, qui conduirait à une surestimation de la contribution de l'eau du sol au détriment de celle des précipitations directes. A vrai dire, dans le cas présent il est difficile de vérifier cette hypothèse, car on ne connaît pas les teneurs isotopiques au-delà du 13 septembre. Il est alors difficile d'identifier clairement quelles sont les raisons de cette déviation.

Globalement, mis à part cette légère déviation, le signal isotopique de la rivière est bien reproduit sur la base des résultats des séparations d'hydrogrammes obtenus par l'application du modèle de mélange chimique. Ceci permet de valider la cohérence du modèle de mélange à trois composantes de la Haute-Mentue. Par contre, il n'est pas possible de confirmer le comportement conservatif de la silice et du calcium à l'échelle des événements pluie-débit, à cause justement de la déviation des résultats en fin d'événement.

4.8 Discussion et conclusions

La discussion débute par un commentaire à propos des méthodes utilisées pour l'étude de l'incertitude des modèles de mélange. Bazemore et al. (1994) et Genereux (1998) ont recouru à une approche de Monte-Carlo et respectivement à une méthode classique de calcul de propagation des erreurs. Genereux (1998) a utilisé le même jeu de données que celui de Bazemore et al. (1994) afin de comparer sa méthode avec l'approche de Monte-Carlo de ce dernier. Les résultats de l'analyse d'incertitude de ces deux méthodes sont très proches. A ce sujet, il semble important de mentionner que les deux approches sont construites sur les mêmes hypothèses. Dans les deux cas la variabilité chimique des composantes est supposée suivre une fonction de distribution du type normal. La seule différence entre ces deux méthodes est l'approche adoptée pour l'estimation de l'incertitude. Dans l'une, elle est évaluée par simulation et dans l'autre, elle est calculée par voie numérique. Il est donc tout à fait logique que les résultats de ces deux approches soient similaires. La méthode des propagations des erreurs qui est construite sur des approximations présente l'avantage d'être beaucoup plus rapide que l'approche de Monte-Carlo. En effet, la détermination de l'incertitude par la méthode proposée par Genereux (1998) nécessite pour chaque composante une seule résolution mathématique. Par contre dans la méthode de Monte-Carlo le système d'équations classique des modèles de mélange (Equ. 2) est résolu un grand nombre de fois pour obtenir une estimation de l'incertitude de la contribution des composantes. Par conséquent, cette méthode implique un important temps de calcul.

Lors des développements mathématiques propres au calcul de la propagation des erreurs, Genereux (1998) a démontré pour les modèles de mélange à deux composantes que l'incertitude des séparations diminue quand la différence des concentrations du traceur entre les composantes augmente. L'application de l'approche de la propagation des erreurs aux modèles à trois composantes ne permet pas de faire le même type de constatation. En effet, la linéarisation des équations du modèle de mélange

à trois composantes par le développement en série de Taylor, nécessaire à l'application de la théorie classique de la propagation des erreurs, débouche sur un système mathématique hautement complexe, où il est difficile d'identifier les paramètres qui contrôlent l'incertitude. Pour ce type d'analyse, l'approche de Monte-Carlo semble à vrai dire mieux adaptée, car elle permet d'étudier la structure de l'incertitude des modèles de mélange. En effet, cette méthode fournit une estimation de l'incertitude pour chaque pas de temps où l'eau de rivière a été échantillonnée, ce qui n'est pas le cas de la méthode de la propagation des erreurs.

Dans le cadre de ce travail, une approche de Monte-Carlo a donc été adoptée pour l'étude de l'incertitude des modèles de mélange à trois composantes. Par rapport à l'étude de Bazemore et al. (1994), cette approche présente la particularité que les distributions chimiques des composantes sont directement définies à partir des échantillons récoltés sur le terrain. Par conséquent la variation chimique des composantes ne suit pas forcément une loi normale. L'implantation de cette approche nécessite certainement beaucoup plus de temps que les deux méthodes mentionnées ci-dessus, mais par contre elle respecte mieux la réalité du terrain et par conséquent elle est mieux adaptée pour l'analyse fondamentale de l'incertitude des modèles de mélange.

4.8.1 Incertitude statistique

L'application systématique de cette approche a permis d'étudier en détail l'incertitude du modèle à trois composantes de la Haute-Mentue. Ainsi, les facteurs principaux contrôlant l'incertitude des modèles de mélange à trois composantes ont été identifiés. Dans le cas du modèle de mélange de la Haute-Mentue, les courbes "iso-incertitude" ont une forme elliptique et sont centrées sur le sommet du triangle de mélange correspondant à la composante "précipitations directes". L'axe principal de ces ellipses est quasiment parallèle à la droite reliant les composantes "précipitations directes" et "nappe profonde", qui sont bien mieux définies chimiquement que la composante "eau du sol". L'analyse détaillée de l'incertitude a permis de mettre en évidence l'existence de relations entre la variabilité chimique des composantes et l'incertitude qui entache la détermination de leur contribution. L'incertitude de la contribution des précipitations directes dépend directement de la variabilité de la composition en silice des trois composantes. Le même type de relation existe entre l'incertitude de la contribution de la nappe profonde et la variabilité des concentrations en calcium. L'incertitude de la composante "eau du sol acide", quant à elle, dépend de la variabilité des deux traceurs. Ceci explique pourquoi la détermination de la contribution de cette composante est toujours la plus incertaine, même quand le triangle de mélange est équilatéral et que les variabilités chimiques des composantes sont égales. La détermination de la contribution de la nappe profonde est beaucoup plus sûre que celle des précipitations directes. Ceci est dû au fait que la variabilité relative du calcium est sensiblement inférieure à celle de la silice. En résumé et d'une façon plus générale, il ressort de cette analyse que la structure de l'incertitude des modèles de mélange dépend de la forme du diagramme de mélange, de l'importance relative de la variabilité chimique des composantes et du rapport relatif de la variabilité totale des traceurs.

4.8.2 Incertitude de modélisation

L'incertitude de modélisation ou "fondamentale", qui est due au choix des hypothèses d'application des modèles de mélange, a été analysée par la comparaison de quatre modèles alternatifs considérant des hypothèses différentes concernant la définition chimique des composantes. La précision et la cohérence des séparations d'hydrogrammes ont été clairement améliorées en considérant l'information à disposition concernant les variations temporelles et spatiales systématiques de la composition chimique des composantes. La considération de ces tendances a permis de réduire la variabilité chimique des composantes et ainsi de diminuer l'incertitude des modèles de mélange. Dans le cas particulier de cette étude, la taille des échantillons utilisés pour la définition chimique des composantes diminue du modèle 1 au modèle 4, car les définitions deviennent de plus en plus spécifiques. Idéalement il aurait fallu maintenir la même taille d'échantillon d'un cas à l'autre. Pour des raisons techniques cela n'a pas été possible, car il aurait fallu augmenter le nombre des prélèvements. Par conséquent, la réduction de la variabilité chimique des composantes, qui conduit à une diminution de l'incertitude des séparations d'hydrogrammes, est peut-être simplement induite par la réduction de la taille des échantillons. Il n'est donc pas certain que la définition spécifique des composantes réduise réellement l'incertitude des séparations des hydrogrammes, mais par contre elle améliore clairement leur cohérence. En effet, les résultats de l'application du modèle 4 dont les composantes sont définies en considérant leur variabilité chimique saisonnière et spatiale présentent beaucoup moins d'anomalies statistiques et de comportement que les autres modèles plus généraux. Ce constat est particulièrement intéressant, car il n'est pas intuitif. En effet avec la réduction de la taille des échantillons, la définition des composantes aurait pu être affectée par des singularités d'échantillonnage et ainsi reproduire des comportements hydrologiques incohérents. Au contraire, ce sont les définitions spécifiques des composantes du modèle 4 qui fournissent les séparations d'hydrogrammes les plus crédibles.

Les connaissances concernant la variabilité spatiale à l'échelle du bassin versant de la composition chimique des composantes sont limitées. Les techniques d'échantillonnage actuelles, qui sont essentiellement ponctuelles, ne conviennent pas bien à l'étude de la variabilité chimique des eaux. Cela pourrait se faire, mais cela nécessiterait des travaux de terrains conséquents, difficiles à mettre en oeuvre et très coûteux. Compte tenu de l'information à disposition dans le cas de la Haute-Mentue, il a été possible de considérer uniquement la variabilité spatiale de la nappe profonde, en définissant des composantes spécifiques pour chaque bassin étudié. En réalité on ne sait pas vraiment encore si cette variabilité spatiale est uniquement due aux eaux de la nappe où si elle est simplement induite par des mélanges différents avec l'eau du sol des horizons intermédiaires. Concernant les composantes "précipitations directes" et "eau du sol acide", aucune variabilité spatiale, en égard au manque d'information, n'a pu être considérée lors de leur définition chimique. Le fait de ne pas considérer la variabilité spatiale de la composition chimique des précipitations directes ne devrait pas influencer beaucoup l'incertitude des modèles, car elle est assurément limitée comparativement à la variabilité chimique des deux autres composantes.

Pour les mêmes raisons mentionnées dans le cas de la variabilité spatiale, il est difficile de caractériser la variabilité temporelle de la composition chimique des composantes. Il a été tout de même possible de considérer une variabilité chimique saisonnière pour chaque composante. Cette considération a permis d'améliorer de façon significative la qualité des séparations des hydrogrammes. En effet, le modèle, dont

les composantes sont définies à partir des échantillons récoltés juste avant le début des pluies, fournit clairement les résultats les plus cohérents. Ce résultat suggère donc que la variabilité chimique temporelle des composantes est effective à l'échelle saisonnière. Par conséquent, il semble important de la considérer lors de l'application des modèles chimiques de mélange.

Concernant la variabilité chimique des composantes à une échelle de temps plus fine, il subsiste des doutes à propos de la conservation des traceurs utilisés et plus particulièrement concernant la réactivité de la silice. Effectivement, dans le cas de la Haute-Mentue, le temps nécessaire pour que l'eau de pluie en contact avec le sol acquière la même concentration en silice que l'eau du sol semble être plus ou moins du même ordre de grandeur que la durée des événements pluie-débit. La composition chimique des composantes "eau du sol acide" et "nappe profonde" est susceptible également d'être modifiée au cours des événements par effet de dilution. Afin d'évaluer les conséquences de la considération ou de la non-consideration de ces phénomènes sur les résultats des séparations des hydrogrammes une analyse de sensibilité a été conduite. Globalement, il ressort de cette analyse que des variations modérées de la composition chimique des composantes au cours des événements pluie-débit ne modifient que faiblement les résultats des séparations d'hydrogrammes. Par exemple, le fait de fixer la médiane des concentrations en silice à 2.5 mg l^{-1} (correspondant à un temps de contact entre l'eau de pluie et le sol de 5-25 heures) plutôt qu'à 0.1 mg l^{-1} (médiane des concentrations observées dans les pluies et les pluiolessivats) modifie très modestement les résultats des séparations des hydrogrammes. En effet, la médiane des différences des contributions des composantes entre ces deux cas est seulement de 8%. Toutefois, il est possible qu'en réalité la dilution des composantes soit plus importante que celle considérée par l'analyse de sensibilité. Si tel était le cas, cela pourrait alors affecter sensiblement les séparations d'hydrogrammes. La dilution des eaux de la nappe profonde n'aurait certainement pas trop d'effet sur les séparations, par contre celle de l'eau du sol pourrait modifier sensiblement les résultats. En effet, lors de l'analyse de sensibilité il est apparu que le modèle de mélange de la Haute-Mentue était particulièrement sensible aux modifications de la signature chimique de l'eau du sol.

Afin d'évaluer la cohérence du modèle de mélange calcium-silice de la Haute-Mentue, le signal isotopique observé dans la rivière a été comparé à un signal simulé par une approche de Monte-Carlo sur la base des séparations d'hydrogrammes obtenues par ce modèle. Globalement, le signal isotopique de la rivière est correctement reproduit, ce qui confirme la validité du modèle et l'applicabilité des deux traceurs chimiques. La comparaison du signal isotopique observé et simulé semble indiquer que la silice et le calcium ont un comportement proche d'un traceur de source temporelle. Toutefois, à la fin d'une longue période de précipitations, le signal isotopique simulé dévie légèrement des observations. Cette déviation est certainement due à une surestimation de la contribution de l'eau du sol par le modèle de mélange chimique. Indirectement cette surestimation pourrait être expliquée par un éventuel enrichissement en silice des précipitations directes au cours de l'événement pluie-débit.

Concernant la réactivité des traceurs utilisés par le modèle de mélange de la Haute-Mentue et plus particulièrement celle de la silice, il ressort de cette analyse qu'il est difficile de trancher entre un comportement réactif ou conservatif à l'échelle de temps des événements pluie-débit. L'estimation de la dynamique d'enrichissement en silice des eaux de pluie en contact avec le sol indique que le temps nécessaire pour que l'eau de pluie acquière la signature chimique de l'eau du sol est du même ordre de grandeur que la durée totale des événements pluie-débit. Cependant, la vitesse de ruissellement étant relativement élevée, le temps de contact entre le sol et l'eau de pluie n'est apparemment pas

suffisamment long pour que cette dernière s'enrichisse beaucoup en silice. En effet, des concentrations en silice supérieure à 3.4 mg l^{-1} (valeur estimée en considérant la plus grande longueur de versant observée sur la Haute-Mentue (700 m), la plus petite vitesse de ruissellement proposée par Chow et al. (1988) pour un cas similaire à celui de la Haute-Mentue (0.04 ms^{-1}) et la plus rapide estimation de la dynamique d'enrichissement en silice ($K=0.05 \text{ h}^{-1}$) correspondent a priori à des eaux ayant transités une fois ou l'autre à travers le sol. La signature en silice des précipitations directes est donc susceptible de varier au cours des événements mais ces variations sont probablement modérées. Il semblerait donc que le comportement de la silice soit plus ou moins conservatif à cette échelle de temps. Les résultats de cette analyse semblent confirmer cette supposition. En effet, la reconstitution du signal isotopique de la rivière à partir de la séparation chimique des hydrogrammes est généralement bonne. Ce qui suggère qu'à l'échelle des événements pluie-débit les comportements de la silice et du calcium sont comparables à celui de l'oxygène-18, qui est reconnu comme étant un traceur conservatif. A ce sujet, il semble intéressant de mentionner que Pionke et al. (1993) et Iorgulescu (1997) ont obtenu des séparations d'hydrogrammes comparables en utilisant soit la silice soit l'oxygène-18. Sur la base des résultats de cette analyse, il est toutefois difficile d'affirmer que la silice a un comportement conservatif à l'échelle des événements pluie-débit. En effet, la déviation du signal isotopique simulé et l'estimation de la vitesse d'enrichissement en silice des eaux de pluie faite dans le paragraphe 4.3.1.1 nous empêchent de le faire et nous poussent à nuancer notre discours. A vrai dire, le comportement de la silice à l'échelle événementielle semble être intermédiaire entre celui d'un traceur de sources temporelles et celui d'un traceur de sources géographiques.

Finalement, il ressort de cette analyse que le modèle de mélange de la Haute-Mentue est un bon modèle. En effet, déjà avec une définition grossière des compositions chimiques des composantes il est possible de mettre en évidence le comportement hydrologique du bassin. Toutefois la qualité et la cohérence des séparations d'hydrogrammes peuvent être sensiblement améliorées en considérant la variabilité spatiale et temporelle des signatures chimiques des composantes.

L'analyse d'incertitude proposée dans ce travail a été basée uniquement sur le cas particulier du bassin versant de la Haute-Mentue. Cependant le caractère fondamental des résultats devrait permettre de transposer sans autre les conclusions faites ici à d'autres cas. D'autre part, la méthode, plus particulièrement le programme AIDH qui a été développé pour cette analyse, est tout à fait utilisable pour d'autres formes de modèle de mélange. A l'avenir toutes décompositions d'hydrogrammes devraient d'ailleurs être associées à une analyse d'incertitude, car c'est le seul moyen d'interpréter correctement et raisonnablement les résultats.

*Etude du comportement
hydrologique à l'échelle du
bassin versant par l'application
du traçage environnemental*

L'objectif principal de ce chapitre est d'améliorer la compréhension du comportement hydrologique du bassin versant de la Haute-Mentue. Plus particulièrement, le but est d'identifier quels processus hydrologiques sont à l'origine de la génération du débit à l'échelle du bassin versant. Cette identification sera basée principalement sur la décomposition des hydrogrammes. Sur le bassin versant de la Haute-Mentue plusieurs applications de traçage environnemental ont déjà été entreprises (Jordan, 1992; Iorgulescu, 1997). Iorgulescu (1997), par l'analyse comparative des séparations d'hydrogrammes de plusieurs sous-bassins de la Haute-Mentue, a clairement identifié des modes de comportement communs à chacun de ces bassins.

Dans un premier temps, l'analyse proposée ci-dessous tentera de valider ces modes de comportement. Puis l'accent sera mis sur l'étude de la variabilité spatiale des réponses hydrologiques, en espérant trouver des explications complémentaires à celles proposées par Iorgulescu (1997). Pour cela, les réponses hydrologiques de quatre bassins de la Haute-Mentue lors de deux périodes pluvieuses seront comparées. Le comportement des bassins sera mis en évidence par l'application du modèle AIDH qui permet de séparer automatiquement les hydrogrammes de crues et de déterminer l'incertitude des résultats. Finalement afin de tester de façon formelle les relations entre des paramètres caractéristiques tels que les conditions antécédentes, la géologie et les réponses hydrologiques, une analyse statistique sera proposée. L'identification des facteurs contrôlant la génération des écoulements à l'échelle du bassin versant semble particulièrement intéressante, car elle devrait contribuer directement à l'amélioration de la modélisation hydrologique à cette échelle.

5.1 Applications antérieures du traçage environnemental sur la Haute-Mentue

Les principaux résultats de l'expérimentation du traçage environnemental menée par Jordan (1992) et Iorgulescu (1997) sont résumés dans ce paragraphe, afin de constituer une base de travail et de discussion pour la suite de l'étude.

Jordan (1992) est le premier à avoir utilisé la technique du traçage environnemental pour l'identification des processus hydrologiques dans le bassin de la Haute-Mentue. Il a appliqué un modèle isotopique (oxygène-18) à deux composantes (eau nouvelle, eau préexistante) au bassin élémentaire "Les Alloux" (3.6 ha). Cette première application a montré que les mécanismes à l'origine de la génération des crues sont dépendants des conditions antécédentes d'humidité et des caractéristiques des pluies (volume et intensité). En résumé deux situations extrêmes ont été identifiées:

1. En conditions antécédentes sèches, l'eau nouvelle domine la crue.
2. En conditions antécédentes humides, l'eau préexistante contribue de façon significative à la génération de la crue (45%-75%).

D'une façon générale la contribution de l'eau préexistante, calculée dans cette étude, est limitée comparativement à d'autres travaux conduits dans des conditions similaires (climat tempéré et bassin forestier) (voir Buttle, 1994 pour une revue). La relative faible contribution de l'eau préexistante pourrait éventuellement être expliquée par la contribution de l'eau du sol ayant une signature isotopique plus proche de celle de l'eau de pluie que de l'eau souterraine.

Afin de différencier la contribution de l'eau du sol de celle de l'eau souterraine, Iorgulescu (1997) a conçu pour le cas de la Haute-Mentue un modèle de mélange à trois composantes: eaux des précipitations directes, eaux du sol acide, eaux de la nappe profonde (cf. § 3.2). Les traceurs utilisés pour ce modèle sont le calcium et la silice. Iorgulescu (1997) a étudié la variabilité spatiale et temporelle des réponses hydrologiques en appliquant ce modèle à dix événements pluie-débit observés essentiellement dans trois sous-bassins (Bois-Vuacoz, Corbamon et Corbassière) de la Haute-Mentue. Chacun de ces événements présente des conditions antécédentes d'humidité et des caractéristiques pluviométriques différentes. Iorgulescu (1997) a ainsi pu mettre en évidence des modes de réponses hydrologiques en relation avec la variation des surfaces contributives à l'échelle de temps saisonnière ou événementielle. Selon les conditions antécédentes d'humidité, trois modes différents peuvent être distingués.

En conditions sèches, le mode dominant est une dilution simple du débit d'exfiltration de la nappe par la pluie. La génération des crues est essentiellement dominée par la contribution de l'eau de la nappe. Dans ce cas, les surfaces contributives sont essentiellement concentrées dans la zone riparienne. Le mécanisme dominant d'acheminement de l'eau vers la rivière est vraisemblablement l'intumescence de la nappe (cf. § 2.1, fig. 5).

En conditions antécédentes d'humidité moyennes initialement l'écoulement de crue est composé d'un mélange d'eau de pluie et d'eau de la nappe. L'eau du sol contribue à la génération de la crue seulement

à partir de la pointe de l'hydrogramme et plus particulièrement au début de la récession. Les mécanismes responsables des écoulements de subsurfaces sont supposés être concentrés dans les parties basses des versants. Par rapport au cas précédent les surfaces contributives sont plus importantes. Leur extension doit être certainement associée à une élévation du niveau de la nappe en bas de pente. A ce sujet, Iorgulescu (1997) a observé que le niveau d'eau dans les piézomètres localisés près de la rivière s'élevait suite aux pluies contrairement à ceux se trouvant sur les parties supérieures des versants. Par rapport à ces observations, il semblerait que les phénomènes responsables des écoulements de subsurface soient l'intumescence de la nappe et l'accroissement de la transmissivité latérale par saturation du sol. Apparemment il n'est pas possible d'expliquer l'importance de l'eau de pluie uniquement par les précipitations directes sur le réseau hydrographique ou sur les surfaces saturées. D'autre part le ruissellement par dépassement de la capacité d'infiltration est certainement très limité. Par conséquent, il est fort probable que l'eau des pluies suive en partie des écoulements de subsurfaces. Concernant la contribution de l'eau du sol elle doit certainement être associée aux conditions de saturation dans les horizons proches de la surface du sol en bas de pente. Ces zones présentent initialement un faible déficit d'eau par rapport à la saturation. Le déficit est probablement compensé rapidement par l'apport des précipitations, rendant ainsi l'eau contenue dans ces horizons plus mobiles.

Lors des conditions antécédentes humides, les trois composantes contribuent à la génération des crues mais l'eau du sol domine. Cette dernière participe à l'écoulement de la rivière dès le début de l'événement. Dans cette situation les surfaces contributives s'étendent à tout le bassin versant. Ceci a été confirmé par l'élévation des niveaux d'eau dans les piézomètres situés dans les parties hautes du bassin. Iorgulescu (1997) ne parvient pas à expliquer l'importante contribution de l'eau du sol par les mécanismes proposés dans la littérature (intumescence de la nappe, effet piston, accroissement de la transmissivité latérale par saturation du sol, cf. § 2.1.2). Selon lui, les mécanismes d'écoulement de l'eau du sol doivent dépendre des conditions de saturation des couches superficielles des sols. Il imagine alors que l'eau du sol rejoint le réseau hydrographique par des écoulements préférentiels (cf. § 7.1.1).

Le déclenchement de ces modes de comportement ne dépend pas uniquement des conditions antécédentes. En effet, les caractéristiques des pluies peuvent également influencer les réponses hydrologiques des bassins versants. Par exemple des pluies de volume important peuvent provoquer la transition d'un mode à un autre. Les pluies sont d'ailleurs en grande partie responsables du comportement non linéaire des réponses hydrologiques.

Selon Iorgulescu (1997) la variabilité temporelle du comportement hydrologique est à mettre en relation avec l'évolution des surfaces contributives. Le déclenchement des processus hydrologiques semble dépendre de l'étendue des surfaces contributives qui elle-même est liée aux conditions antécédentes d'humidité. Le développement différencié des surfaces contributives dans les différents bassins sont, de plus, certainement à l'origine de la variabilité spatiale des réponses hydrologiques.

La variabilité spatiale du comportement hydrologique est importante. Cependant les ressemblances évidentes entre les bassins tendent à montrer que les processus hydrologiques à l'intérieur de ceux-ci sont les mêmes. Selon Iorgulescu (1997) la variabilité spatiale est due à une activation différenciée des mêmes processus plutôt qu'à des fonctionnements différents. Les modes de comportement sont les mêmes pour tous les bassins mais leur domaine d'activation, qui dépend de l'état d'humidité du bassin, diffère d'un bassin à l'autre. Ces différences de réaction entre les bassins semblent, à vrai dire, liées aux

propriétés physiques de ces derniers. Iorgulescu (1997) explique ces différences essentiellement par les variations de la topographie et partiellement de la géologie entre les bassins versants.

5.2 Description des événements hydrologiques étudiés

Dans ce travail, l'analyse du comportement hydrologique par l'application du traçage environnemental a été conduite pour deux séries d'événements, une intervenant pendant le mois d'avril et l'autre pendant le mois de septembre 1998. Les événements hydrologiques majeurs de l'année 1998 se sont produits au cours de ces deux périodes.

La série d'événements hydrologiques du mois d'avril intervient après une longue période non pluvieuse (fig. 52). Les dernières pluies avant le début des événements étudiés se sont produites le 23 mars 1998 ($P_{\text{totale}} = 5.44$ mm). Le volume des précipitations pendant tout le mois de mars est de 43.2 mm. Malgré les faibles précipitations précédant la période d'étude, les conditions hydriques sont relativement humides. En effet, depuis l'automne et pendant les mois d'hiver les précipitations sont importantes et l'évapotranspiration est limitée (évapotranspiration actuelle¹ du mois de mars 1998 = 34.6 mm) dans la région de la Haute-Mentue.

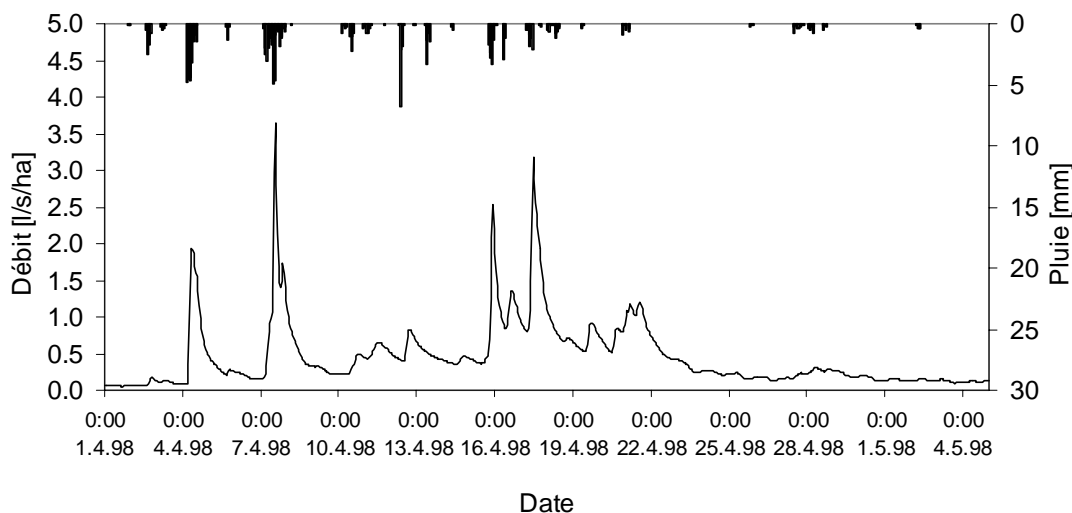


Figure 52. Pluie et débit mesuré à l'exutoire de Bois-Vuacoz pendant le mois d'avril 1998.

Au cours du mois d'avril et du mois de septembre 1998 l'eau de rivière a été échantillonnée aux exutoires des quatre bassins suivants: Bois-Vuacoz, Corbassière, Esserts et Ruzillon. Malheureusement, pendant le mois d'avril 1998, l'échantillonnage de l'eau de rivière a été interrompu à plusieurs reprises. La plus grande interruption s'est produite entre le 16 et le 20 avril, par conséquent les crues du 17 et du 19 n'ont pas été échantillonnées. Malgré cela, sept crues ont été échantillonnées pendant le mois d'avril. Les caractéristiques principales de ces événements hydrologiques sont présentées dans le tableau 10 et l'annexe 6.

1. L'évapotranspiration actuelle a été obtenue par l'application du module d'évapotranspiration du modèle hydrologique SHETRAN qui est basé principalement sur la formule de Penman-Monteith.

Date début des pluies	Pluie totale [mm]	Imax [mm/h]	IPA-10j [mm]	Qbase [mm/h]	Qpointe [mm/h]	LET [mm]
04.04.98	26.2	4.74	9.10	0.030	0.700	9.398
07.04.98	33.0	4.99	37.54	0.069	1.396	14.732
10.04.98	10.6	2.24	70.88	0.088	0.236	7.386
12.04.98	11.3	6.81	81.07	0.156	0.300	4.526
15.04.98	12.2	3.35	65.84	0.131	0.932	8.591
16.04.98	4.7	2.89	76.38	0.310	0.494	7.230
20.4.98	3.0	0.87	55.04	0.190	0.434	12.499

Tableau 10. Caractéristiques principales des sept événements pluie-débit observés dans le bassin de Bois-Vuacoz pendant le mois d'avril 1998.

Avec:

Imax : Intensité horaire maximale;

IPA-10j : Pluie totale précipitée 10 jours avant le pas de temps considéré;

Qbase : Débit de base;

Qpointe : Débit de pointe;

LET : Lane d'écoulement totale pendant la crue.

Les événements hydrologiques du mois de septembre 1998 interviennent après une période relativement pluvieuse (fig. 53). En effet, pendant le mois d'août les précipitations totales s'élèvent à 80 mm, ce qui est relativement important (1/10 de la pluie annuelle). Les événements pluvieux majeurs du mois d'août se sont produits entre le 1^{er} et le 3 et entre le 21 et le 24. Lors de la série de pluie du 21 au 24, il a plu 33.6 mm. Malgré l'importance des précipitations précédentes, l'état hydrique des bassins versants avant les événements de septembre est relativement sec, car à cette époque l'évapotranspiration est très importante. En effet, l'évapotranspiration actuelle, calculée ici par la formule de Penman-Monteith pour tout le mois d'août, est de 90.2 mm; elle est d'ailleurs supérieure aux précipitations totales du mois en question. La teneur en eau moyenne sur les trente premiers centimètres des sols de la Haute-Mentue varie entre 0.2 et 0.25 m³/m³ à la fin du mois d'août. Cette teneur en eau correspond pratiquement au niveau le plus bas observé au cours de l'année 1998 (cf. § 6.1, fig. 73). Les conditions hydriques du bassin changent en fait suite aux événements pluvieux du mois de septembre. A la fin de ce mois l'humidité du sol est très élevée, elle varie approximativement entre 0.40 et 0.45 m³/m³, ce qui est proche du seuil de saturation des sols en présence. Cette modification des conditions hydriques s'explique par des précipitations importantes (précipitations totales du mois de septembre = 120.6 mm) et par une importante réduction de l'évapotranspiration pendant le mois de septembre (évapotranspiration actuelle = 36.4 mm).

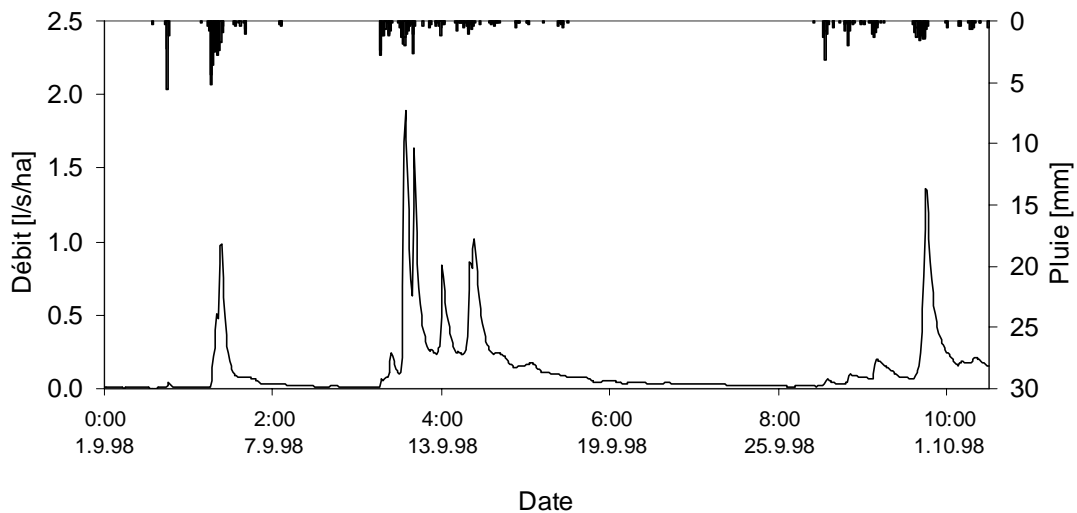


Figure 53. Précipitations et débit enregistrés à l'exutoire du bassin de Bois-Vuacoz pendant le mois de septembre 1998.

Pendant le mois de septembre 1998, cinq crues ont été échantillonnées simultanément dans les quatre bassins étudiés. Le tableau 11 et l'annexe 6 présentent les caractéristiques principales de ces cinq événements pluie-débit.

Date début des pluies	Pluie totale [mm]	Imax [mm/h]	IPA-10j [mm]	Qbase [mm/h]	Qpointe [mm/h]	LET [mm]
4.9.98 19:00	30.4	5.23	9.97	0.006	0.353	0.597
11.9.98 17:00	9.8	2.05	56.62	0.039	0.684	0.640
12.9.98 3:00	4.5	2.60	66.74	0.227	0.589	0.583
12.9.98 17:00	4.4	1.18	71.66	0.098	0.301	0.624
13.9.98 23:00	4.9	1.03	67.68	0.087	0.369	1.160

Tableau 11. Caractéristiques principales des cinq événements pluies-débit observés dans le bassin de Bois-Vuacoz pendant le mois de septembre 1998.

La transition des conditions hydriques sèches à humides qui s'opère pendant le mois de septembre a un effet direct sur la génération des crues. En effet dans le cas particulier de Bois-Vuacoz (tab. 11), les trois pluies du 12 et 13 septembre, dont le volume total est très proche, produisent un débit de plus en plus important. La lame d'écoulement totale (LET) a pratiquement doublé entre le premier événement du 12 septembre et celui du 13 septembre. Il est intéressant de remarquer que pour ces deux événements les indices IPA-10j, correspondant à la pluie totale précipitée pendant les dix jours précédents, sont très proches. Par conséquent, cet indice n'est peut-être pas un très bon indicateur des conditions hydriques des bassins versants.

Après la fin du mois de septembre, l'échantillonnage des eaux de rivière a été maintenu uniquement dans

le bassin de Bois-Vuacoz. Au cours du mois d'octobre 1998 sept crues supplémentaires ont été échantillonnées dans ce bassin. Les résultats des séparations de ces hydrogrammes de crue seront utilisés uniquement dans l'analyse statistique proposée dans le paragraphe 5.4.

5.3 Comparaison des réponses hydrologiques des sous-bassins de la Haute-Mentue

5.3.1 Analyse comparative des crues

La comparaison des débits entre les différents bassins versants permet déjà de mettre en évidence des différences de comportement entre les bassins versants (fig. 54). Initialement les débits de base des quatre bassins varient entre 0.03 et 0.06 mm/h. L'analyse de ces différences pourrait éventuellement fournir une information concernant le comportement hydrologique de ces bassins (ex: capacité de rétention en eau, conductivité du sol et du substratum), mais ceci ne sera pas approfondi dans le contexte de cette analyse. Lors du premier événement du 4 avril 1998, les réactions des quatre bassins sont bien différentes. L'élévation du débit à Bois-Vuacoz, à Corbassière et à Ruzillon est relativement semblable. Le comportement d'Esserts diffère clairement de celui de des trois autres bassins. En effet en comparaison aux autres bassins, l'accroissement du débit à Esserts est limité. Les différences de réaction entre les bassins sont encore plus importantes lors du deuxième événement se produisant entre le 7 et le 8 avril. Lors de cet événement la réponse du débit à Bois-Vuacoz est nettement la plus forte (fig. 54).

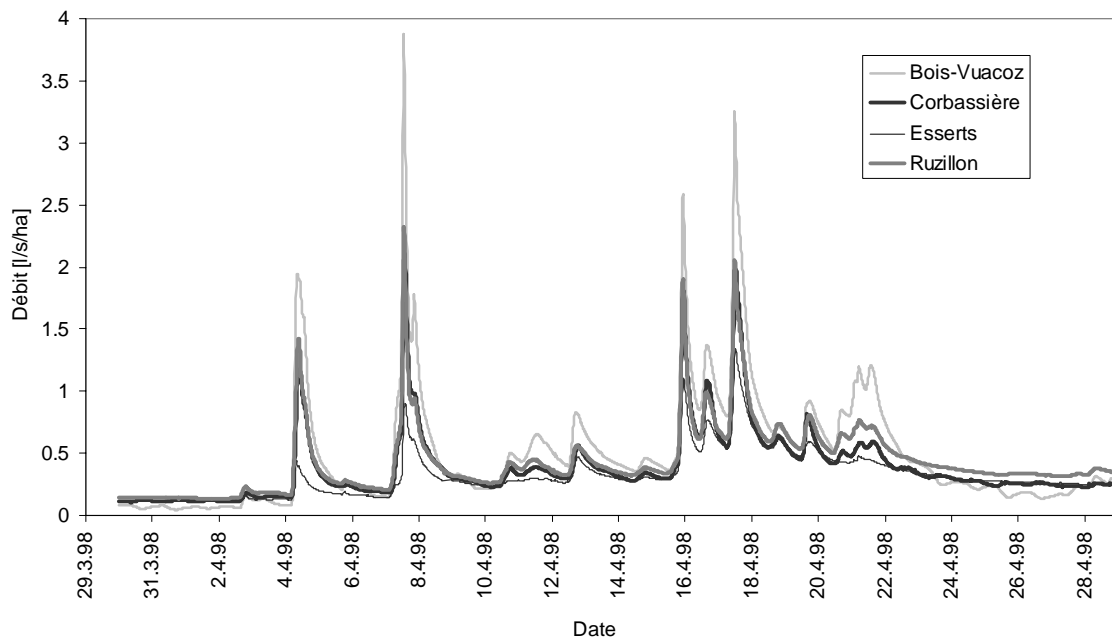


Figure 54. Comparaison des débits spécifiques des quatre bassins faisant l'objet de l'application du traçage environnemental.

Les réponses du débit de Corbassière et de Ruzillon sont très semblables. Ceci est d'ailleurs valable pour l'ensemble des événements du mois d'avril 1998. A nouveau l'accroissement du débit à Esserts est sensiblement plus faible que dans les trois autres bassins. Il est intéressant de remarquer que la réaction du débit de ce bassin est tardive et que le débit à la fin de l'événement rejoint plus rapidement son niveau de base que les autres bassins. Concernant le temps de montée et de décroissance du débit le comportement d'Esserts est, en quelque sorte, opposé à celui de Bois-Vuacoz. L'accroissement du débit dans ce dernier est le plus rapide, par contre sa décroissance est la plus lente comparativement à l'ensemble des bassins (tab. 12).

Bassins	Durée totale [h]	Temps de montée [h]	Temps de décroissance [h]	LER [mm]
Bois-Vuacoz	36.2	9.2	27.0	3.82
Corbassière	36.2	9.7	26.5	3.76
Ruzillon	35.2	10.3	24.8	3.89
Esserts	31.5	11.0	20.5	1.80

Tableau 12. Temps de réaction de la crue du 7 avril 1998.

Avec:

Durée totale : Temps écoulé entre le début de l'accroissement du débit et la fin de l'écoulement rapide;

Temps de montée : Intervalle de temps qui sépare le début de l'accroissement du débit et le débit de pointe;

Temps de décroissance : Temps écoulé entre le débit de pointe et la fin de l'écoulement rapide;

LER : Lame d'écoulement rapide correspondant au rapport entre l'écoulement rapide¹ et la surface des bassin versant.

Cette tendance concernant les vitesses de réaction qui apparaît à partir de ce deuxième événement se maintient pour le reste des crues du mois d'avril 1998. Concernant les temps de réaction du débit dans les bassins de Corbassière et Ruzillon, ils sont intermédiaires entre ceux de Bois-Vuacoz et d'Esserts.

Concernant les lames d'écoulement rapide, elles sont beaucoup plus importantes dans le bassin de Bois-Vuacoz que dans celui d'Esserts (tab. 12). Les différences des lames d'écoulement rapide de ces deux bassins sont dans tous les cas importantes. Les lames d'écoulement rapide des bassins de Corbassière et de Ruzillon sont proches les unes des autres. Quand les conditions antécédentes d'humidité s'élèvent, généralement l'écoulement rapide est plus important dans le bassin de Ruzillon que dans celui de Corbassière. D'une façon plus générale, les lames d'écoulement de ces deux bassins s'approchent de plus en plus de celles de Bois-Vuacoz quand l'humidité des bassins augmente.

1. Pour cette partie de l'analyse, l'écoulement rapide a été distingué du débit de base dans les hydrogrammes de crue par l'application de la méthode de Hewlett et Hibbert (1967). Cette méthode considère que le débit de base croît de façon linéaire tout au long de la crue. L'accroissement proposé par ces auteurs dépend simplement de la superficie du bassin (0.0187 mm/h/ha).

En résumé, il semblerait que les bassins de Corbassière et de Ruzillon aient un comportement intermédiaire entre ceux de Bois-Vuacoz et d'Esserts. Leurs réponses hydrologiques sont tout de même plus proches de celles de Bois-Vuacoz que celles d'Esserts. Bois-Vuacoz présente généralement les lames d'écoulement rapide les plus importantes. L'accroissement du débit dans ce bassin lors de la génération des crues est le plus rapide, par contre la décroissance du débit après une crue est lente par rapport aux autres bassins. Le comportement d'Esserts est opposé à celui de Bois-Vuacoz. Le temps de réaction du débit est important, l'écoulement rapide est limité et s'interrompt avant tous les autres bassins. Il serait intéressant d'étudier plus en détail cette différence de comportement car cela pourrait éventuellement fournir une indication sur les paramètres qui contrôlent la génération des crues.

Sur la base de la simple analyse du débit, il n'est pas vraiment possible d'expliquer les différences de comportement hydrologique entre les bassins versants. La décomposition des hydrogrammes par l'application du traçage environnemental devrait apporter une source d'information complémentaire intéressante.

5.3.2 Etude des réponses hydrologiques par l'application du traçage environnemental

Afin de détailler le comportement hydrologique du bassin de la Haute-Mentue, les hydrogrammes enregistrés pendant les mois d'avril et de septembre à l'exutoire de quatre sous-bassins (Bois-Vuacoz, Corbassière, Esserts et Ruzillon) ont été décomposés grâce à l'application du programme AIDH (cf. § 4.2). Pour cette application un modèle de mélange à trois composantes (précipitations directes, eau du sol et eau de la nappe profonde) basé sur les traceurs chimiques de la silice et du calcium a été implanté (cf. § 3.2). Le modèle AIDH permet de décomposer en une seule fois une série complète d'hydrogrammes. Ceci constitue un avantage car cela permet d'avoir une vision globale de l'évolution temporelle du comportement hydrologique des bassins versants. Ainsi, il est possible de mieux évaluer l'effet des conditions antécédentes d'humidité des bassins sur leurs réponses hydrologiques. D'autre part, cela permet de comparer le comportement hydrologique des bassins versants non pas seulement pour des événements pluie-débit isolés mais pour toute la série de débits, comprenant aussi bien les périodes d'étiages et que les crues.

5.3.2.1 Définition chimique des composantes du modèle de mélange

Les compositions chimiques des composantes ont été définies à partir des échantillons d'eau récoltés sur la Haute-Mentue pendant l'année 1998. Selon les résultats de l'analyse d'incertitude proposée dans le chapitre précédent, idéalement pour la définition chimique des composantes il faudrait pouvoir considérer la variabilité temporelle des trois composantes et la variabilité spatiale de la composition chimique de l'eau de la nappe. A vrai dire le fait de considérer ou non la variabilité temporelle de la composition chimique des précipitations directes n'a pas une grande influence sur la qualité des séparations d'hydrogrammes car d'une façon générale la variabilité chimique de cette composante est réduite comparativement à celle des deux autres (cf. § 4.6). Ainsi par souci de simplicité, il a été choisi de définir une seule composante "précipitations directes" pour tous les sous-bassins et toute l'année

1998. Une composante "nappe profonde" a été définie pour chaque sous-bassin sur la base des échantillons récoltés dans la rivière lors du dernier étiage précédant les deux séries d'événements hydrologiques considérés (avril et septembre 1998). Autrement dit la définition chimique de cette composante tient en partie compte de la variabilité spatiale et temporelle. Par contre dans le cas de l'eau du sol aucune variabilité n'a été considérée lors de sa définition chimique. L'échantillonnage de ces eaux lors de la campagne de 1998 est insuffisant pour permettre une telle distinction. Par conséquent la composante "eau du sol" a été définie chimiquement sur la base de tous les échantillons récoltés indistinctement dans les horizons supérieurs du sol au cours de l'année 1998.

5.3.2.2 Incertitude des décompositions d'hydrogrammes

Avant de commencer la description et la comparaison des réponses hydrologiques, il semble important de faire un commentaire général concernant l'incertitude des décompositions d'hydrogrammes. Ce commentaire concerne aussi bien les décompositions du mois d'avril que celles du mois de septembre 1998.

Le fait que, lors de la définition chimique des composantes, il n'a pas été possible de considérer la variabilité spatiale et temporelle de l'eau du sol réduit la qualité des séparations d'hydrogrammes. En effet comme cela apparaît dans les figures présentées dans le paragraphe suivant, les contributions des composantes présentent de nombreuses anomalies statistiques. Si on en croît les résultats de l'analyse d'incertitude, les comportements hydrologiques généraux des sous-bassins étudiés devraient toutefois être mis clairement en évidence malgré ce manque de consistance. Lors de la comparaison des réponses hydrologiques entre les sous-bassins il faudra toutefois se souvenir de cette imprécision afin de nuancer l'interprétation des résultats des séparations d'hydrogrammes.

Mis à part ces anomalies statistiques la qualité des séparations est relativement bonne. D'une façon générale l'incertitude de la détermination de la contribution des composantes est relativement limitée (Annexe 8, fig. A.18). En effet, les médianes des différences interquartiles $Q(0.75)-Q(0.25)$ des contributions des précipitations directes, de l'eau du sol et de la nappe profonde sont respectivement de 6.2, 7.7 et 4%. Ces médianes ont été calculées en considérant l'ensemble des séparations du mois d'avril et de septembre 1998.

Malgré l'incertitude qui entache les décompositions des hydrogrammes, il est possible d'affirmer que les comportements hydrologiques des quatre sous-bassins étudiés sont clairement différents dans tous les cas considérés. Cette affirmation est le résultat de la comparaison systématique pour chaque événement et chaque composante des différentes réactions des bassins tout en considérant leur incertitude (Annexe 8, fig. A.18). Il est fréquent, compte tenu de l'incertitude, que les réponses d'une même composante ne puissent pas être distinguées entre deux bassins versants. De telles ressemblances sont fréquentes, mais elles ne persistent jamais. Par ailleurs pour un même événement la ressemblance entre deux bassins n'a jamais été observée pour plus qu'une composante. Ainsi il est possible d'affirmer que les comportements hydrologiques des quatre sous-bassins sont toujours distincts les uns des autres.

Afin d'alléger les présentations graphiques des séparations d'hydrogrammes dans la suite de l'analyse, les contributions des composantes seront représentées uniquement par leur valeur médiane.

5.3.2.3 Evénements du mois d'avril 1998

Les séparations des hydrogrammes obtenues pour le mois d'avril seront présentées individuellement pour chaque sous-bassin. L'analyse portera essentiellement sur l'évolution temporelle des réponses hydrologiques. Ainsi les réponses hydrologiques mises en évidence lors de cette analyse pourront être comparées au modèle conceptuel proposé par Iorgulescu (1997).

A Bois-Vuacoz dès la première crue du mois d'avril 1998, la contribution de l'eau du sol est importante (fig. 55). Ceci provient du fait qu'initialement les conditions d'humidité du bassin sont élevées. Les contributions des trois composantes lors de cet événement sont relativement bien équilibrées.

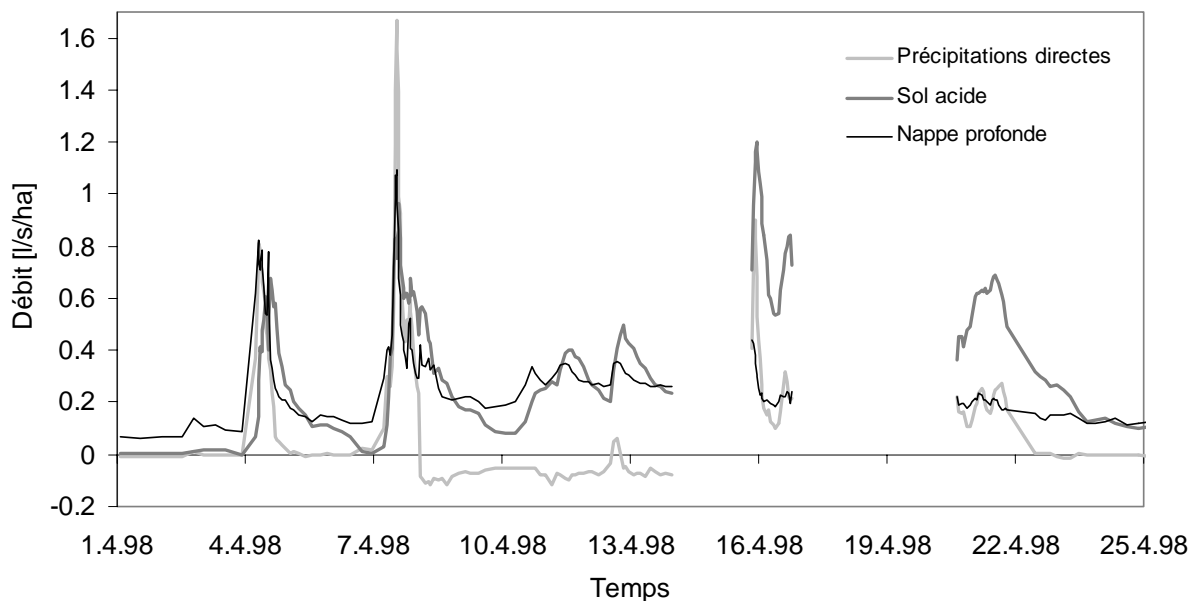


Figure 55. Séparation des hydrogrammes de Bois-Vuacoz du mois d'avril 1998.

Lors du débit de pointe, la contribution des précipitations directes domine tout de même celle des deux autres composantes (tab. 13). Approximativement huit heures après la pointe de la crue, la contribution relative de l'eau du sol est la plus importante (SA = 64%).

Le comportement lors de la crue du 7 avril 1998 est très similaire à ce premier événement. Au tout début de l'événement la nappe domine la génération de l'écoulement. Puis rapidement la contribution des précipitations directes augmente. Au moment où le débit de pointe de la rivière est atteint la contribution relative des précipitations directes est la plus importante (tab. 13). La contribution relative maximale de l'eau du sol (SA = 71%) intervient bien plus tard (~10 heures) lors de la récession (Annexe 8, fig. A.19).

Date	PD [%]	SA [%]	NP [%]
4.4.98 8:09	41	22	37
7.4.98 13:05	46	22	31
11.4.98 13:14	-14	62	52
12.4.98 16:45	8	50	44
15.4.98 21:52	38	44	20
16.4.98 15:39	22	57	23
21.4.98 15:39	22	57	22

Tableau 13. Contributions relatives des trois composantes aux débits de pointes observés à Bois-Vuacoz au cours du mois d'avril 1998.

Remarque: La somme des contributions des trois composantes, présentée dans le tableau ci-dessus, n'est pas toujours égale à 100%, car ces contributions correspondent en fait aux médianes des contributions tirées du programme AIDH. Ce programme est construit de telle sorte que pour chaque génération aléatoire la somme des contributions est égale à 100%. Puisque les médianes des contributions des composantes ne proviennent pas forcément des mêmes simulations, leur somme peut être différente de 100%.

Suite à ce deuxième événement, l'eau du sol domine alors systématiquement la génération des crues suivantes. La contribution relative de l'eau du sol est même la plus importante lors de la pointe de la crue. Par exemple lors de la crue du 12 avril 1998, la contribution relative de l'eau du sol à la génération du débit de pointe est de 50% (PD = 8%; NP = 44%). Plus les conditions d'humidité sont élevées plus la réponse de l'eau du sol est élevée et rapide. Lors de la dernière crue du mois d'avril, la contribution de l'eau du sol domine l'écoulement de rivière dès le début de l'événement (contributions relatives le 21 avril 1998 à 15h08: PD = 27%, SA = 44% et NP = 27%). Lors de cet événement la contribution relative maximale de l'eau du sol (SA = 62%) intervient avant même que le débit de pointe de la rivière ne soit atteint.

Concernant la contribution de l'eau du sol entre les crues, il faut noter que mis à part après le premier événement du mois elle reste relativement élevée. Autrement dit, le sol se vidange lentement de son eau.

Avant de passer à la description des séparations d'hydrogrammes du bassin suivant, il semble nécessaire de faire un rapide commentaire concernant les contributions négatives des précipitations directes observées entre le 8 et le 13 avril 1998 (fig. 55). Ces anomalies statistiques sont dues soit à des erreurs lors de l'analyse en laboratoire des concentrations chimiques des eaux de rivière soit à une sous-estimation des concentrations en silice de l'eau du sol et/ou de la nappe profonde. La répétition des analyses chimiques des eaux de rivière permettrait d'identifier la source de ce problème, malheureusement ceci n'a pas été fait dans le cadre de ce travail. Cette anomalie ne remet en cause que partiellement les résultats obtenus. Il est vrai qu'en réalité les contributions des précipitations directes sont plus élevées que celles obtenues, mais il est quasiment certain qu'elles sont inférieures à celles de la nappe et de l'eau du sol. Autrement dit ces erreurs n'affectent pas la représentation du comportement général du bassin versant. Elles ne sont susceptibles de modifier que légèrement la répartition des

contributions entre les précipitations directes et les deux autres composantes.

D'une façon générale, les réponses hydrologiques du bassin de la Corbassière sont bien différentes de celles du bassin de Bois-Vuacoz. En effet, les générations des crues dans le bassin de la Corbassière sont dominées par les écoulements des précipitations directes et de la nappe profonde (fig. 56) et la contribution de l'eau du sol est généralement très limitée (Annexe 8, fig. A.19).

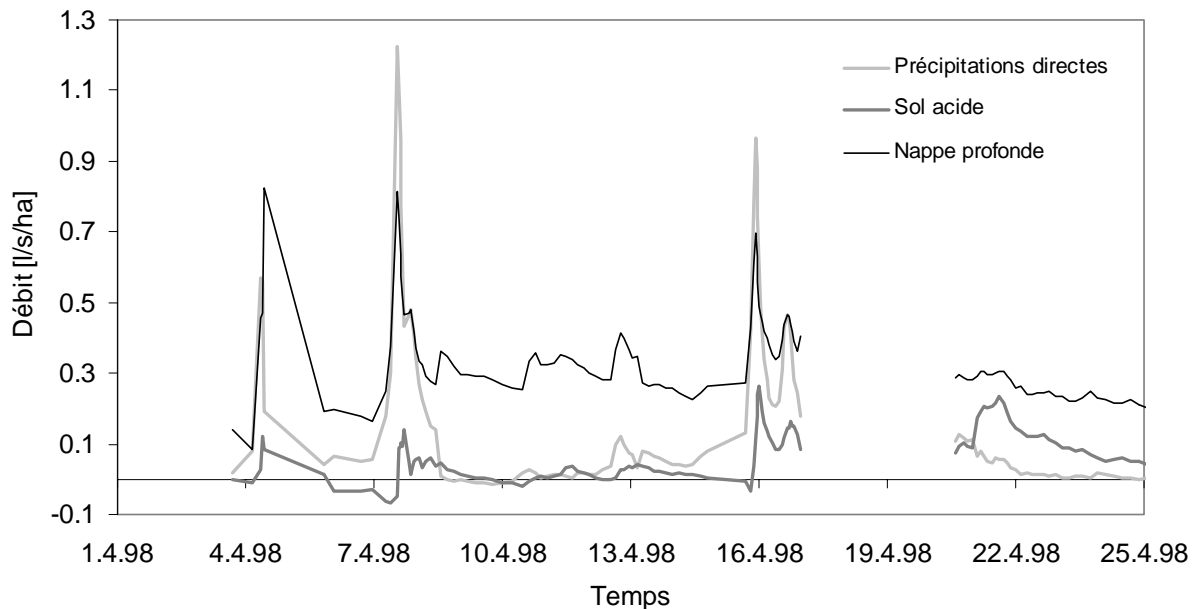


Figure 56. Séparation des hydrogrammes de la Corbassière du mois d'avril 1998.

Au début de chaque événement, l'eau de la nappe profonde domine l'écoulement de la rivière, puis la contribution de la composante "précipitations directes" s'élève en même temps que le débit croît. L'importance de la contribution des précipitations directes semble dépendre du volume des précipitations et des conditions antécédentes. Les deux premières crues du mois d'avril 1998 sont produites par deux pluies de volume important (tab. 10). Dans ces deux cas la contribution des précipitations directes est élevée, elle domine d'ailleurs la génération du débit de pointe (tab. 14).

Lors des crues du 10 et du 12 avril 1998, qui sont produites par des pluies de faible volume, la contribution des précipitations directes reste limitée. La contribution des précipitations directes est à nouveau importante lors de la crue suivante se produisant entre le 15 et le 16 avril 1998. Le débit de pointe dans la rivière est alors dominé par l'écoulement des précipitations directes (tab. 14). Cette croissance de la contribution des précipitations directes semble être due à l'élévation des conditions d'humidité du bassin. En effet, le volume de la pluie du 15 avril est du même ordre de grandeur que les précipitations du 10 et du 12 avril, mais la contribution des précipitations directes lors de la crue du 15 avril est beaucoup plus élevée comparativement à celles des événements du 10 et 12 avril.

Date	PD [%]	SA [%]	NP [%]
4.4.98 9:19	49	10	41
7.4.98 13:59	57	5	41
11.4.98 11:41	3	9	89
12.4.98 18:19	22	5	75
15.4.98 21:59	55	6	40
16.4.98 15:27	44	14	44
21.4.98 6:28	12	36	53

Tableau 14. Contributions relatives des trois composantes aux débits de pointes observés à Corbassière au cours du mois d'avril 1998.

La contribution de l'eau du sol lors des crues du 4 et 7 avril 1998 est limitée, malgré le fait que les volumes des pluies soient importants et que ces événements interviennent après la période humide de l'hiver. Les contributions relatives maximales de l'eau du sol lors de ces deux événements sont respectivement de 10% et 13%. Lors des crues du 10 et 12 avril, la contribution relative de l'eau du sol est du même ordre de grandeur que lors de ces deux premiers événements. Il est intéressant de remarquer également que suite aux crues la contribution de l'eau du sol à la génération du débit s'interrompt rapidement. A partir de la pluie du 15 avril 1998, la contribution du sol s'élève. Trois heures après le débit de pointe, l'eau du sol atteint sa contribution maximale qui est de 19%. Finalement lors de la récession de la crue du 20 au 21 avril 1998 (8h30 après le débit de pointe) l'eau du sol contribue à 40% de l'écoulement de la rivière, ce qui correspond à la contribution relative maximale absolue de cette composante pour le mois d'avril 1998. En résumé, dans des conditions d'humidité très élevées, la contribution de l'eau du sol à la génération des crues peut être relativement importante, mais le reste du temps la contribution de cette composante est fortement limitée comparativement à celles de la nappe profonde et des précipitations directes.

Les séparations des hydrogrammes du bassin d'Esserts présentent de nombreuses anomalies statistiques (fig. 57). En effet, les contributions des précipitations directes sont souvent inférieures à 0% et parfois celles de la nappe profonde sont supérieures à 100% (Annexe 8, fig. A.19). Ces anomalies sont certainement dues à une sous-estimation des concentrations en silice des composantes "eau du sol" et "nappe profonde". En analysant le diagramme de mélange de cette période il semblerait que les concentrations chimiques des eaux de rivière soient mal déterminées pour toute une série d'échantillons (Annexe 7, fig. A.10). Malgré ces erreurs, comme dans le cas de Bois-Vuacoz, le comportement général du bassin peut tout de même être déduit de la décomposition de ces hydrogrammes. En effet, la conséquence principale des erreurs est une légère surestimation de l'écoulement de la nappe profonde au détriment de celui des précipitations directes.

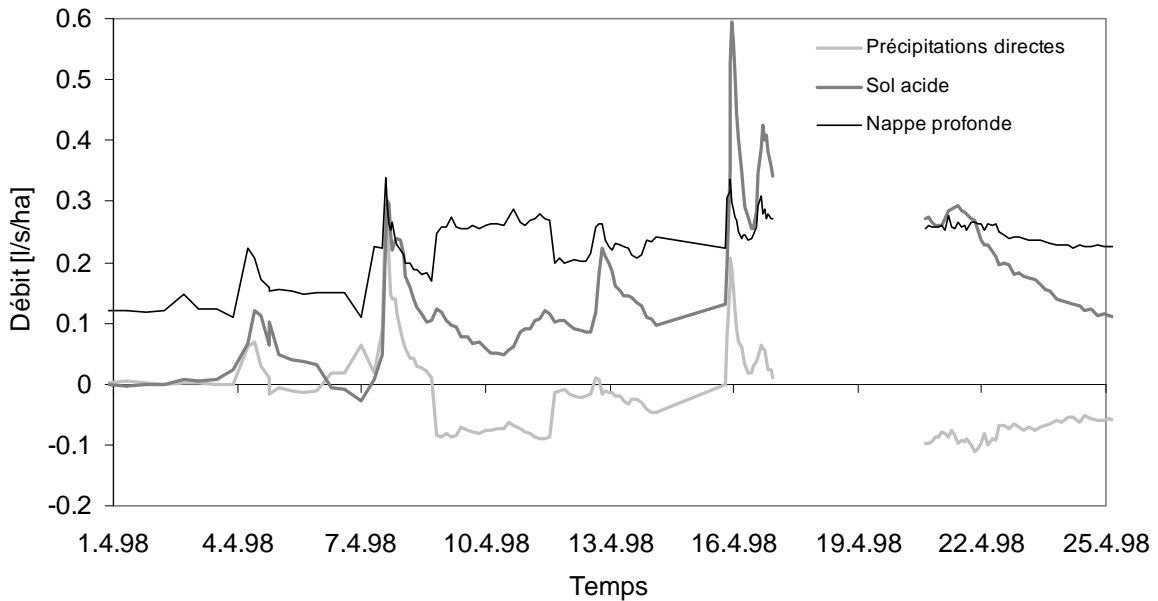


Figure 57. Séparation des hydrogrammes d'Esserts du mois d'avril 1998.

Lors du premier événement du mois d'avril 1998, la génération de la crue est dominée par la nappe profonde, mais les contributions des deux autres composantes sont également relativement importantes (tab. 15). La contribution relative maximale de l'eau du sol au cours de cet événement est de 44%. Cette contribution est atteinte 9 heures après le débit de pointe.

Les trois composantes contribuent de façon significative à la génération de la crue du 7 avril 1998 (tab. 15). A nouveau la contribution relative de l'eau du sol est maximale (SA = 41%) 9 heures plus tard. Suite à ce deuxième événement, la contribution de l'eau du sol se maintient à un niveau relativement élevé pour tout le reste du mois. En effet, la contribution relative de cette composante est alors toujours supérieure à 21%.

Pendant les crues du 10 et du 12 avril, la contribution de l'eau du sol reste inférieure à celle de la nappe profonde. Ceci est probablement dû aux faibles volumes des pluies qui sont à l'origine de ces crues. Toutefois, il est probable qu'en réalité même lors de ces deux événements, l'eau du sol domine la génération des crues. En effet, les contributions de la composante "précipitations directes" déterminées par l'application du modèle sont négatives. Par conséquent, la contribution de la nappe profonde ou de l'eau du sol ou des deux à la fois est forcément surestimée. En analysant le diagramme de mélange et les séparations d'hydrogrammes obtenues avant ces deux événements (Annexe 7, fig. A.10), il semblerait que ce soit plutôt la contribution de la nappe profonde qui soit surestimée.

Date	PD [%]	SA [%]	NP [%]
4.4.98 9:35	17	31	51
7.4.98 13:47	34	28	38
11.4.98 13:13	-29	40	92
12.4.98 19:21	-4	47	56
15.4.98 23:12	17	55	28
16.4.98 16:44	8	56	37
21.4.98 4:35	-19	61	58

Tableau 15. Contributions relatives des trois composantes aux débits de pointes observés à Esserts au cours du mois d'avril 1998.

Lors des événements du 15 et du 16 avril, l'eau du sol domine clairement la génération des crues. Comparativement aux événements précédents la contribution de l'eau du sol s'active beaucoup plus tôt. Ainsi les débits de pointe sont essentiellement composés d'eau du sol (tab. 15). Les maximums des contributions relatives de cette composantes sont atteints 2 à 3 heures après la pointe de la crue (SA = 55 - 56%).

Suite à cette analyse, il semblerait que les crues à Esserts soient essentiellement dominées par l'eau provenant du sol acide et de la nappe profonde. Toutefois, il faut se rappeler qu'à cause d'un défaut du modèle de mélange ou des erreurs commises lors de l'analyse chimique des eaux de rivière, la contribution des précipitations directes est sous-estimée.

La première crue du mois d'avril 1998 observée à Ruzillon est dominée par la contribution de la nappe profonde (fig. 58).

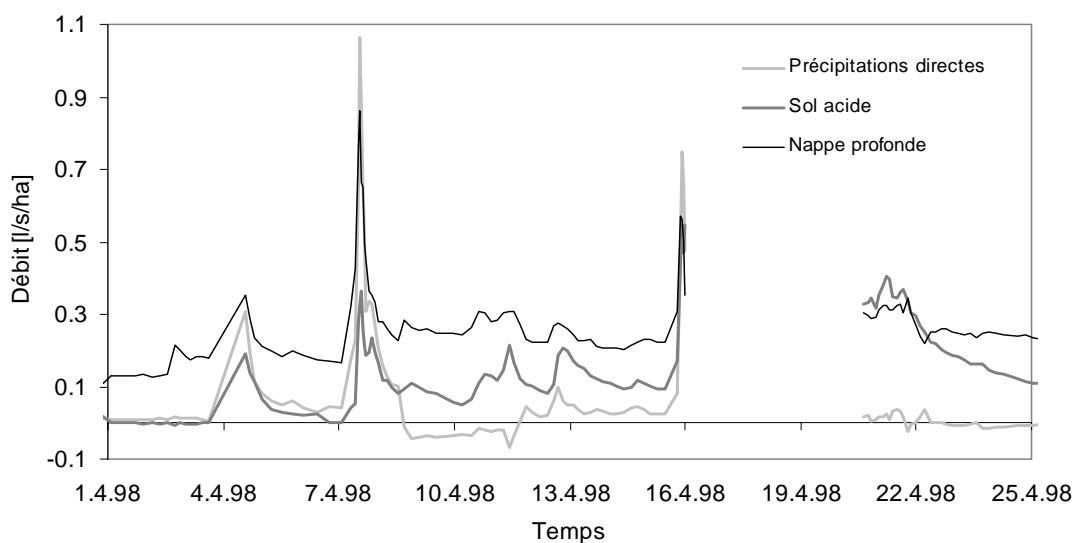


Figure 58. Séparation des hydrogrammes de Ruzillon du mois d'avril 1998.

Toutefois, les deux autres composantes contribuent également de façon significative à la génération de l'écoulement de la rivière (tab. 16).

Lors de la crue suivante du 7 avril 1998, la contribution des précipitations directes est encore plus importante, elle dépasse alors celle de la nappe profonde. Le débit de pointe de cette crue est composé à 37% par les précipitations directes (tab. 16).

Date	PD [%]	SA [%]	NP [%]
4.4.98 14:05	37	22	41
7.4.98 13:00	47	14	38
11.4.98 10:02	-15	47	69
12.4.98 17:14	17	34	50
15.4.98 22:03	41	29	31
21.4.98 5:31	4	54	43

Tableau 16. Contributions relatives des trois composantes aux débits de pointes observés à Ruzillon au cours du mois d'avril 1998.

Avec l'élévation de l'humidité du bassin la contribution de l'eau du sol augmente. En effet pour les deux premiers événements la contribution relative maximale de cette composante avoisine les 25%, par contre lors de la crue du 10-11 avril qui est produite par une pluie de volume réduit elle atteint 47%. A partir de là tout comme dans les bassins de Bois-Vuacoz et Esserts, la contribution de l'eau du sol à la génération du débit reste élevée même pendant les périodes de récession.

Malheureusement, l'échantillonnage de l'eau de rivière a été interrompu pendant la crue du 16 avril 1998. Toutefois avant cette interruption la contribution de l'eau du sol domine la génération de l'écoulement de la rivière (PD = 35%; SA = 40%; NP = 26%).

La contribution relative de l'eau du sol est encore plus importante lors de la crue du 21-22 avril 1998. En effet, l'eau du sol contribue pour 54% à la génération du débit de pointe (tab. 16). Lors de ce dernier événement la réaction de cette composante est donc très rapide et importante. La contribution de la nappe profonde à la formation de cette crue est également importante. Autrement dit, cette crue est largement dominée par les écoulements de subsurface (97% du débit de pointe). Toutefois il est possible comme dans les cas de Bois-Vuacoz et Esserts que la contribution des précipitations directes soit légèrement sous-estimée. La différence de réponse entre les écoulements de surface et de subsurface est si importante que même si des erreurs ont été commises lors de l'application du modèle de mélange, on est sûr que la crue est composée en grande majorité d'eau du sol et d'eau de la nappe profonde.

5.3.2.4 Evénements du mois de septembre 1998

Avant de commencer la description des séparations des hydrogrammes du mois de septembre 1998, il semble important de rappeler que l'état hydrique de la Haute-Mentue est initialement beaucoup plus sec qu'avant les événements d'avril 1998. Les lames d'écoulement lors des crues de septembre sont

d'ailleurs nettement plus faibles que celles du mois d'avril (tab. 11).

Malgré des conditions d'humidité antécédentes relativement basses, la contribution de l'eau du sol à la formation de la crue du 4 septembre 1998 à Bois-Vuacoz est importante (fig. 59). Elle domine d'ailleurs la génération du débit de pointe (PD = 28%; SA = 38%; NP = 34%) (Annexe 8, fig. A.20). La réaction de cette composante est très rapide en comparaison avec le premier événement du mois d'avril 1998. En effet, la contribution relative maximale de l'eau du sol (43%) est atteinte seulement une heure et demie après la pointe de la crue.

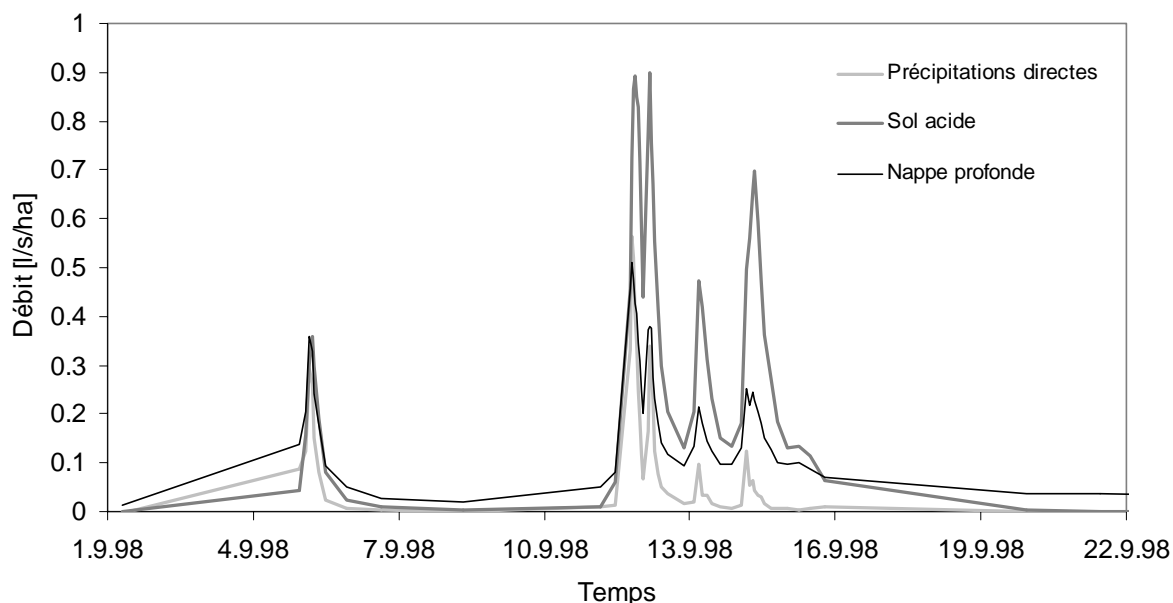


Figure 59. Séparation des hydrogrammes de Bois-Vuacoz du mois de septembre 1998.

A partir de cet événement, l'eau du sol domine à chaque fois la génération des crues. Au cours des quatre événements intervenant entre le 11 et le 14 septembre 1998, l'eau du sol participe de plus en plus à la formation des crues comparativement aux deux autres composantes (tab. 17). A l'opposé la contribution des précipitations directes ne fait que diminuer lors de cette série d'événements (tab. 17). En ce qui concerne la contribution de la nappe profonde elle varie peu au cours de ces événements (tab. 17).

Date	PD [%]	SA [%]	NP [%]
5.9.98 5:06	28	38	34
11.9.96 20:10	28	47	25
12.9.98 4:03	21	56	23
13.9.98 4:41	13	61	28
14.9.98 8:26	5	71	23

Tableau 17. Contributions relatives des trois composantes aux débits de pointes observés à Bois-Vuacoz au cours du mois de septembre 1998.

Etrangement la contribution relative de l'eau du sol est initialement plus importante lors des crues du mois de septembre 1998 que lors de celles du mois d'avril 1998. Pourtant, les événements du mois

d'avril succèdent à la période humide de l'hiver et à l'opposé ceux du mois de septembre succèdent à la période sèche de l'été. Il semblerait donc que cela soit les conditions d'humidité antécédentes à court terme qui déterminent l'importance de la contribution de l'eau du sol plutôt que celles à long terme. En effet, dans les deux cas les précipitations précédant les périodes d'étude se sont produites approximativement 11 jours avant, mais leur volume est totalement différent. La pluie du 23 mars 1998 a un volume total de 5.44 mm et celle du 21 au 24 septembre a un volume total de 43.22 mm.

Finalement ce qu'il faut retenir du comportement du bassin de Bois-Vuacoz est que les crues sont constituées essentiellement par des écoulements de subsurface dès que les conditions d'humidité antécédentes s'élèvent un peu. D'ailleurs plus l'humidité du bassin est importante plus la contribution des écoulement de l'eau du sol est élevée.

Les crues du mois de septembre 1998 observées à l'exutoire de la Corbassière sont toujours dominées par les écoulements de l'eau de la nappe profonde (fig. 60). Lors du premier événement du mois de septembre, la contribution des précipitations est relativement importante, par contre celle de l'eau du sol est faible (tab. 18). La contribution de l'eau du sol obtenue lors de la séparation de l'hydrogramme est dans ce cas négative. Cette anomalie statistique est certainement due à une sous-estimation de la concentration en silice de l'échantillon récolté lors de la pointe de la crue (fig. A.16).

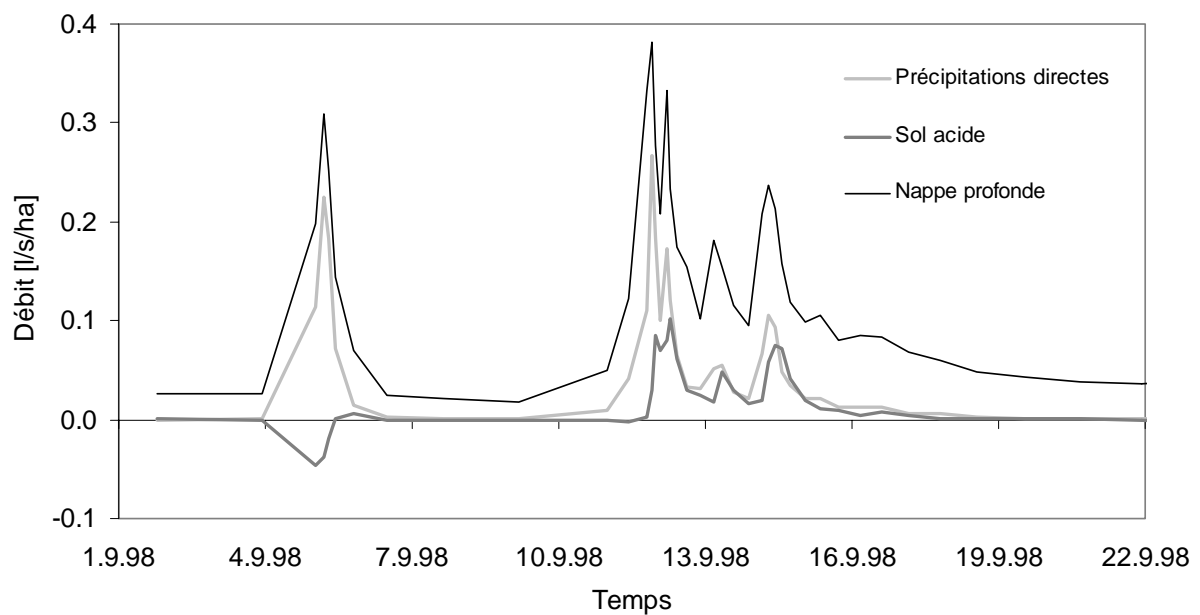


Figure 60. Séparation des hydrogrammes de Corbassière du mois de septembre 1998.

Les contributions des précipitations directes et de la nappe profonde sont également importantes lors de la crue du 11 septembre (tab. 18). Au moment de la pointe de la crue la contribution relative de l'eau du sol est limitée (tab. 18), cette composante s'active un peu plus tardivement. Quatre heures après le débit de pointe, l'écoulement de l'eau du sol atteint son plus haut niveau relativement aux deux autres composantes (SA = 19%).

Date	PD [%]	SA [%]	NP [%]
5.9.98 4:29	46	-8	63
11.9.98 21:54	40	5	56
12.9.98 5:03	29	14	56
13.09.98 7:23	22	19	61
14.9.98 7:23	21	14	60

Tableau 18. Contributions relatives des trois composantes aux débits de pointes observés à Corbassière au cours du mois de septembre 1998.

La contribution relative maximale de l'eau du sol n'augmente pour ainsi dire pas lors des crues qui succèdent à celle du 11 septembre, elle varie entre 19 et 25%. Par contre, le temps de réaction est de plus en plus court, de telle sorte que la contribution de l'eau du sol à la génération du débit de pointe augmente sensiblement (tab. 18). Cette activation plus rapide de l'eau du sol est accompagnée par une réduction importante de la contribution des précipitations directes (tab. 18).

Contrairement au cas de Bois-Vuacoz, la contribution de l'eau du sol est moins importante lors de la génération des crues du mois de septembre que celles du mois d'avril 1998. Dans ce cas il semblerait plutôt que cela soit les conditions d'humidité à long terme qui contrôlent les écoulements de l'eau du sol.

A Esserts les crues du mois de septembre 1998 sont à une exception près toujours dominées par les écoulements de la nappe profonde (fig. 61).

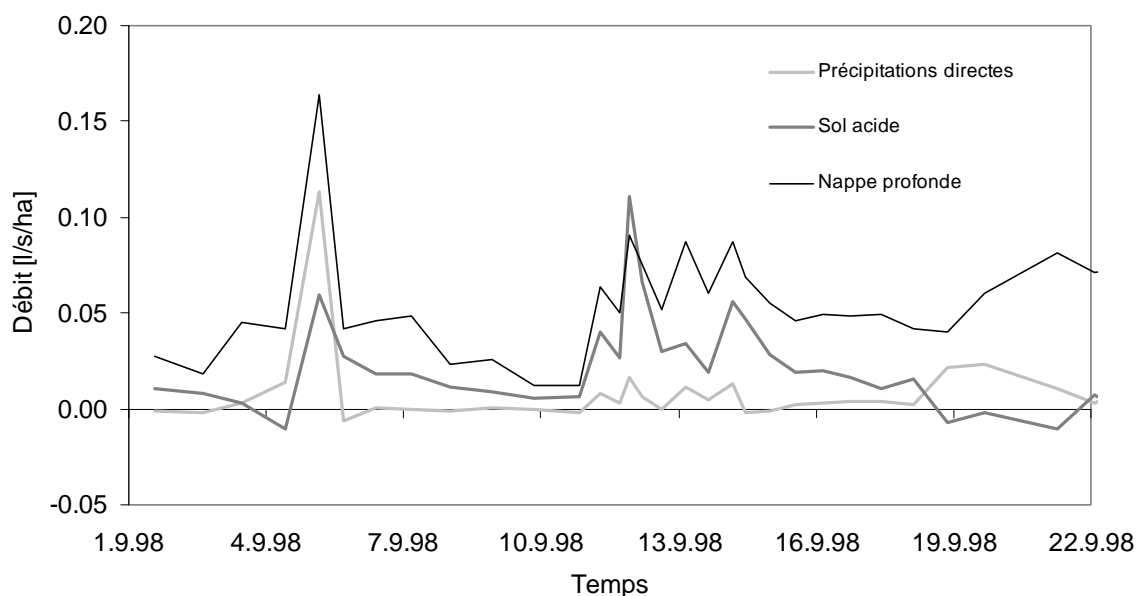


Figure 61. Séparation des hydrogrammes d'Esserts du mois de septembre 1998.

Pendant la première partie de la crue du 4 septembre, l'écoulement de la rivière est essentiellement composé d'eau provenant de la nappe profonde et des précipitations directes (tab. 19).

Date	PD [%]	SA [%]	NP [%]
5.9.98 3:22	34	17	49
11.9.98 22:03	8	50	41
13.9.93 3:45	9	25	65
14.9.93 3:51	9	35	56

Tableau 19. Contributions relatives des trois composantes aux débits de pointes observés à Esserts au cours du mois de septembre 1998.

L'écoulement de l'eau du sol s'active seulement au cours de la deuxième partie de l'événement, treize heures après la pointe de la crue sa contribution relative est de 45%. A partir de ce moment la réaction de l'eau du sol est beaucoup plus rapide et importante.

Lors de la crue du 11 septembre 1998, la contribution de l'eau du sol est maximale à la pointe de la crue (tab. 19). A ce moment, l'écoulement provenant du sol est supérieur à celui provenant des autres compartiments. Au cours des crues du 14 septembre, la contribution relative maximale de l'eau du sol est toujours importante (41%), mais elle est à nouveau retardée par rapport à la pointe de la crue.

La contribution des précipitations directes à la génération des crues du mois de septembre est très limitée, mis à part lors du premier événement. Les écoulements de subsurfaces dominent largement la formation des crues. Quand la contribution de l'eau du sol augmente, celle de la nappe profonde diminue.

Globalement, comparativement aux résultats des séparations d'hydrogrammes du mois d'avril 1998, la contribution de l'eau du sol est un peu moins importante. Le fait que la contribution des précipitations directes soit très faible pendant le mois de septembre laisse supposer que dans ce bassin la contribution de cette composante au cours du mois d'avril soit bel et bien limitée.

Les écoulements de crues à Ruzillon pendant le mois de septembre 1998 sont initialement dominés par l'eau de la nappe profonde (fig. 62 et tab. 20). Par la suite quand l'humidité du bassin s'élève la contribution de l'eau du sol augmente. La contribution relative de cette composante est maximale (45%) quelques heures après la pointe de la crue du 14 septembre, soit lors du dernier événement de la série étudiée.

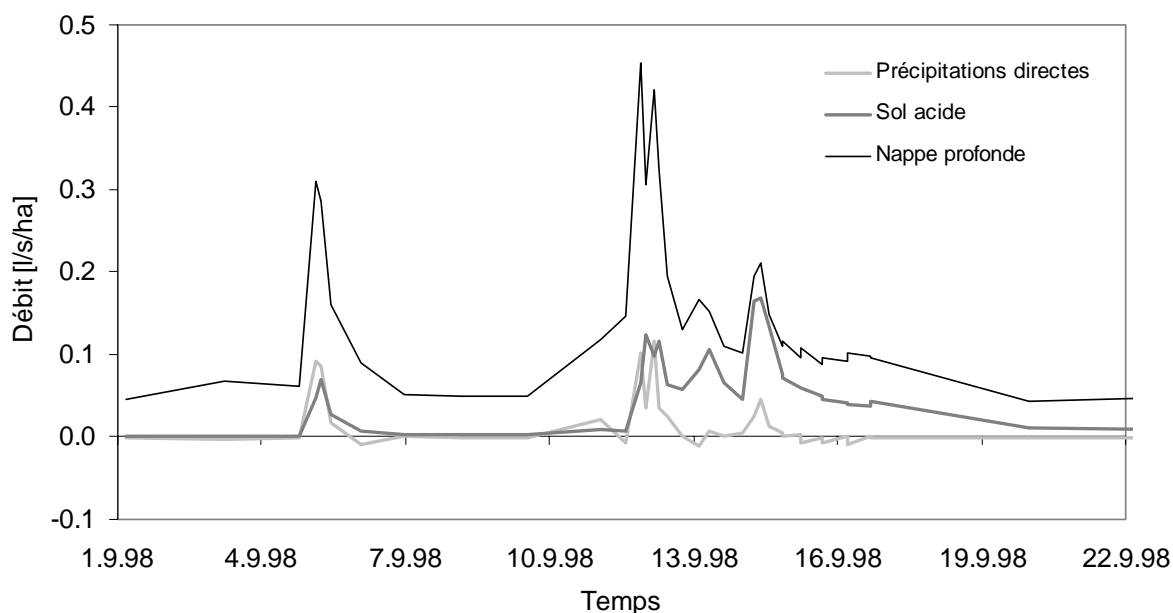


Figure 62. Séparation des hydrogrammes de Ruzillon du mois de septembre 1998.

Au fur et à mesure que la contribution relative de l'eau du sol augmente, celles de la nappe profonde et des précipitations directes diminuent. La participation des précipitations directes à la formation des crues est initialement limitée, par conséquent relativement aux deux autres composantes elle devient très faible lorsque les conditions d'humidité s'élèvent. D'une façon générale, la génération des crues dans ce bassin au cours du mois de septembre est très nettement dominée par les écoulements de subsurface.

Date	PD [%]	SA [%]	NP [%]
5.9.98 6:01	19	16	64
11.9.98 21:23	17	10	74
12.9.98 4:01	19	16	67
13.9.98 8:06	3	40	57
14.9.98 9:37	10	40	50

Tableau 20. Contributions relatives des trois composantes aux débits de pointes observés à Ruzillon au cours du mois de septembre 1998.

Les séparations des hydrogrammes du mois d'avril et du mois de septembre 1998 retranscrivent globalement le même comportement. Les écoulements de subsurface contribuent fortement à la formation des crues. L'importance des écoulements de l'eau du sol augmente quand l'humidité du bassin s'élève. Concernant la contribution des précipitations directes, il y a une petite différence de comportement entre le mois d'avril et le mois de septembre. Initialement, la contribution des précipitations directes lors de la première crue de la série d'événements du mois d'avril est bien plus élevée que celle lors de la première crue du mois de septembre. Par conséquent la contribution de la nappe profonde est initialement moins importante au mois d'avril qu'au mois de septembre.

5.3.3 Variabilité temporelle

D'une façon générale, les réponses hydrologiques des quatre sous-bassins de la Haute-Mentue mises en évidence lors de la décomposition des hydrogrammes des mois d'avril et de septembre 1998 correspondent bien aux modes de fonctionnement proposés par Iorgulescu (1997). Les conditions hydriques des bassins semblent bien avoir une influence sur les processus responsables de la génération des crues. Dans le cas de l'échantillon d'événements pluie-débits étudiés dans ce travail les contributions des composantes semblent relativement indépendantes du volume total et de l'intensité des pluies. Toutefois le volume des pluies influence indirectement les réponses hydrologiques en élevant l'état d'humidité. Le facteur dominant semble être donc essentiellement l'état hydrique des bassins.

Malgré le fait que les jours précédant les séries d'événements du mois d'avril et du mois de septembre 1998 étaient non pluvieux, l'état hydrique du bassin n'est pas sec. D'ailleurs les réponses hydrologiques des bassins lors des premières crues de ces deux séries d'événements correspondent plutôt au second mode de fonctionnement que Iorgulescu (1997) associe aux conditions antécédentes moyennes. En effet, la génération du débit est dominée par les écoulements de la nappe profonde et ceux des précipitations directes. Mis à part dans le bassin de la Corbassière, la contribution relative de l'eau du sol au cours de ces événements est relativement importante, mais elle s'active de façon retardée par rapport aux deux autres composantes. Sa contribution relative maximale est atteinte plusieurs heures après la pointe de la crue. Suite à ces premières crues, la contribution de l'eau du sol augmente au fil des événements aussi bien au cours du mois d'avril que lors du mois de septembre. D'une façon générale, avec l'élévation de l'humidité des bassins, la participation des écoulements de l'eau du sol à la génération des crues est de plus en plus importante et rapide. La contribution relative de l'eau du sol lors de la pointe de la crue croît d'ailleurs au fil des événements.

L'analyse des séparations des hydrogrammes accomplies dans ce travail semble confirmer l'existence d'une relation entre l'état d'humidité des bassins et leurs réponses hydrologiques. L'importance de cette relation conduit certainement à des ressemblances de comportement entre les différents bassins d'une même région. Malgré ces ressemblances, les bassins étudiés ont des réponses hydrologiques bien différentes. Concernant ces différences Iorgulescu (1997) suppose qu'elles sont dues essentiellement à une activation différenciée des mêmes processus, plutôt qu'à des fonctionnements hydrologiques différents.

Lors de la série d'événements du mois d'avril 1998, le comportement hydrologique général et son évolution dans le temps sont plus ou moins semblables dans les bassins de Bois-Vuacoz, d'Esserts et de Ruzillon. La contribution de l'eau du sol augmente au fur et à mesure des événements pour finalement dominer la génération de la dernière crue observée. La différence principale entre ces bassins est que la contribution relative de l'eau du sol est toujours plus importante dans le bassin de Bois-Vuacoz que dans les deux autres. Dans le bassin de la Corbassière, la contribution relative de l'eau du sol augmente également au cours des événements, mais elle est toujours bien moins importante que dans les trois autres bassins. Mis à part lors du dernier événement du mois d'avril, les crues sont composées essentiellement d'eau de la nappe profonde et des précipitations directes. La réaction de la Corbassière lors de la dernière crue change totalement. Elle ressemble alors plus à celles des trois autres bassins. En effet, la contribution de l'eau du sol est relativement importante. Est-ce que le fait, que pour des conditions d'humidité très élevées les réponses hydrologiques des bassins soient proches, est suffisant

pour affirmer que les processus hydrologiques de ces bassins sont les mêmes?

Pendant le mois de septembre 1998, les réponses hydrologiques de ces quatre bassins sont beaucoup plus variées. Les comportements hydrologiques de Ruzillon et d'Esserts, qui se ressemblent, se différencient nettement de celui de Bois-Vuacoz. La contribution relative de l'eau du sol dans ce dernier bassin au cours du mois de septembre est généralement plus élevée que lors du mois d'avril. L'eau du sol à Bois-Vuacoz domine largement la génération des crues du mois de septembre. La situation est inverse pour les bassins d'Esserts et de Ruzillon, les contributions de l'eau du sol sont généralement moins importantes au cours du mois d'avril que lors du mois de septembre. Le comportement du bassin de la Corbassière du mois de septembre est à nouveau bien différent des trois autres bassins. Les réponses hydrologiques de ce bassin au cours du mois de septembre ressemblent beaucoup à celles du mois d'avril. Toutefois, la contribution de l'eau du sol ne parvient jamais réellement à s'élever, en effet elle est toujours inférieure à 25%.

Malgré le fait que généralement le comportement hydrologique de chaque bassin suit la même tendance avec l'élévation des conditions hydriques, c'est-à-dire une augmentation de la contribution de l'eau du sol, les différences des réponses hydrologiques entre les bassins semblent trop importantes pour affirmer d'une façon générale que les processus hydrologiques sont essentiellement les mêmes dans chacun d'entre eux.

Face à la complexité, à l'hétérogénéité des bassins versants, il est fort probable que les écoulements de l'eau soient soumis à une combinaison de processus, plutôt qu'à un mécanisme dominant. Cet ensemble de mécanismes dépendent alors certainement des propriétés physiques des bassins. L'importance relative de ces mécanismes les uns par rapport aux autres varie alors probablement dans le temps selon entre autres des conditions antécédentes d'humidité. D'autre part, il est fort probable que cette relation entre l'état d'humidité du bassin et les mécanismes dominants soit différente d'un bassin à l'autre. Par exemple les écoulements latéraux à travers un sol peu profond se déclenchent certainement pour un état d'humidité général du bassin moins élevé que dans un sol profond.

Ainsi sur la base de ce modèle, la ressemblance des réponses hydrologiques entre les bassins serait alors due à la prédominance progressive des mécanismes responsables des écoulements de l'eau du sol. Le déclenchement différencié de ces mécanismes d'un bassin à l'autre pourrait alors être expliqué par des propriétés physiques différentes (ex: profondeur du sol). Toujours selon ce modèle, les différences de comportement observées entre les bassins pour des conditions d'humidité intermédiaires seraient alors dues à la prédominance de processus différents dans chaque bassin. Il semblerait donc que dans des conditions climatiques extrêmes le processus hydrologique dominant soit essentiellement le même dans tous les bassins versants et que pour des conditions climatiques intermédiaires l'influence des propriétés physiques des bassins prennent le dessus par rapport à celle du climat et ainsi la variabilité spatiale des réponses hydrologiques est importante.

5.3.4 Variabilité spatiale

L'objectif de ce paragraphe est d'expliquer les différences de comportements hydrologiques des sous-bassins de la Haute-Mentue, mises en évidence lors de la décomposition de leurs hydrogrammes, en s'appuyant sur l'information à disposition concernant leurs propriétés physiques (topographie, géologie, pédologie, etc).

La caractéristique principale du comportement hydrologique du bassin de Bois-Vuacoz est la forte et rapide contribution de l'eau du sol à la génération des crues. D'une façon générale ce bassin présente des conditions favorables à la saturation. La morphologie est caractérisée par des versants convergents de faible pente (6° - 7°). La moraine argileuse couvre une grande partie (77%) du bassin (fig. 10). A cause de la présence de cet horizon peu perméable il est fréquent qu'une nappe temporaire s'établisse près de la surface du sol. Le sol de cette région est d'ailleurs un pseudogley à nappe temporaire. La présence de taches de fer oxydé (rouge) et de taches de fer réduit (bleu-gris) témoigne de la fluctuation de la nappe dans les horizons supérieurs du sol. Rapidement quand l'état d'humidité du bassin s'élève la nappe temporaire s'étend sur une grande partie du bassin. Dans des conditions d'humidité élevées cette nappe se situe près de la surface du sol (10-20 cm) même sur les parties supérieures des versants. Ces conditions de saturation sont alors favorables aux écoulements latéraux à travers le sol. Face à la rapidité de la réponse de l'eau du sol lors de la génération des crues, il semblerait que cette eau soit acheminée vers la rivière par des écoulements préférentiels dans la zone saturée.

Pour le reste de la présentation le comportement hydrologique de Bois-Vuacoz sera utilisé comme référence. Comparativement à ce bassin les lames d'écoulements rapides du bassin d'Esserts sont nettement plus faibles (tab. 12). Il semble intéressant de signaler que le temps de montée des hydrogrammes (tab. 12) est plus court dans le bassin de Bois-Vuacoz que dans celui d'Esserts. Concernant la composition des hydrogrammes, d'une façon générale les contributions de l'eau du sol sont moins élevées à Esserts qu'à Bois-Vuacoz. A Esserts lorsque les conditions antécédentes d'humidité sont basses les crues sont dominées par les écoulements de la nappe profonde et des précipitations directes. La contribution de l'eau du sol augmente avec la croissance de l'état d'humidité du bassin. En conditions humides élevées, l'eau du sol domine alors la génération des crues. Dans ce cas, la contribution relative de l'eau du sol à Esserts est proche de celle observée à Bois-Vuacoz.

La différence de comportement entre les bassins d'Esserts et de Bois-Vuacoz semble être due à leur morphologie, à la profondeur de leurs sols et à leur conductivité hydraulique. Le sous-sol d'Esserts est en grande partie (82%) des formations buridgaliennes sous faible couverture morainique (fig. 10). La rivière est encaissée et les pentes sont fortes (tab. 21). Compte tenu de la morphologie générale du bassin, les contraintes physiques sur la molasse sont certainement importantes. La couche d'altération est alors importante (Zwahlen, 1981) et par conséquent les écoulements de subsurface sont certainement plus profonds qu'à Bois-Vuacoz. Ces hypothèses semblent être confirmées par la composition chimique du débit de base. A Esserts la concentration en calcium du débit de base est élevée et sa variabilité temporelle est limitée comparativement à celle observée à Bois-Vuacoz (cf. § 4.3.3). Ceci semble confirmer le fait que les écoulements sont plus profonds à Esserts qu'à Bois-Vuacoz. Il semble important de relever ici le fait qu'il est difficile de distinguer l'effet de la géologie par rapport à celui de la topographie sur la réponse hydrologique d'un bassin versant. En effet, ces facteurs sont dépendants les uns des autres.

Nom	Surface [m ²]	Pente médian [°]	Indice topographique moyen λ^a	Géologie		Coefficient tarissement k^b [s ⁻¹]	Couverture forestière [%]
				Molasse [%]	Moraine [%]		
Bois-Vuacoz	226400	1.57	8.15	12	87	0.0053	100
Corbassière	1916000	2.65	7.98	30	54	0.0016	80
Esserts	334200	3.17	7.56	94	6	0.0041	100
Ruzillon	183800	2.19	8.34	37	63	0.0017	100

Tableau 21. Caractéristiques physiques des sous-bassins de la Haute-Mentue.

- a. Indice topographique, proposé par Beven et Kirby (1979): $it = \ln\left(\frac{a_i}{\tan \beta_i}\right)$.

Cet indice est défini comme le logarithme du rapport entre la surface drainée a_i par unité de longueur de courbe de niveau en un point i par la tangente de la pente locale en ce point $\tan(\beta_i)$.

- b. voir équation 14 et figure 63.

Par leur conductivité et la profondeur des sols les écoulements verticaux à Esserts doivent certainement être importants. Le contexte général d'Esserts est beaucoup moins favorable à la saturation des sols comparativement à celui de Bois-Vuacoz. Ceci explique certainement la différence de réponse de l'eau du sol entre ces deux bassins. Lorsque l'humidité s'élève, par les propriétés physiques des sols de Bois-Vuacoz, les zones contributives ont tendance à s'étendre à l'intérieur du versant. Dans le cas d'Esserts il est probable que l'extension des surfaces contributives se fasse plus de façon verticale qu'horizontale car les sols sont profonds et leur conductivité est relativement élevée. Autrement dit les zones contributives à Esserts sont certainement plus confinées au réseau hydrographique permanent qu'à Bois-Vuacoz. Cette hypothèse se base également sur le fait que la décroissance du débit après un événement pluvieux est bien plus rapide dans le bassin d'Esserts que dans celui de Bois-Vuacoz (tab. 12).

La réponse hydrologique de Ruzillon mise en évidence par l'application du traçage environnemental est proche de celle d'Esserts. Par contre les lames d'écoulement de Ruzillon sont plus proches de celles de Bois-Vuacoz que de celles d'Esserts. Le cas du bassin de Ruzillon semble à vrai dire intermédiaire entre celui de Bois-Vuacoz et celui d'Esserts (tab. 21). La moraine couvre 63% du bassin et le reste est composé de molasse burdigalienne (fig. 10). Les versants de la partie amont du bassin sont convergents et les pentes sont faibles comme dans le bassin de Bois-Vuacoz. A l'aval du bassin, la rivière est légèrement encaissée, les pentes des versants sont alors plus fortes. La production de l'écoulement de surface est probablement assurée majoritairement par la partie amont du bassin, dont la morphologie ressemble à celle de Bois-Vuacoz. Les conditions de saturation à cet endroit sont très élevées, il est d'ailleurs fréquent que de l'eau s'accumule à la surface du sol. Sur le reste du bassin, les sols sont relativement drainants (voir cartes des résistivités apparentes établies par Zwahlen, 1981) et les pentes des versants sont plus importantes. Ces conditions sont peu favorables à la saturation. Il est fort probable que dans la partie aval du bassin de Ruzillon, les zones contributives se concentrent essentiellement autour du réseau hydrique permanent comme dans le bassin d'Esserts. D'une façon générale en considérant l'indice topographique des bassins versant (tab. 21), la morphologie de Ruzillon semble plus proche de celle de Bois-Vuacoz que celle d'Esserts. Par conséquent la différence de comportement entre

Ruzillon et Bois-Vuacoz doit être essentiellement due à leur composition géologique.

Lors de la comparaison des débits spécifiques (fig. 54), les réponses hydrologiques de la Corbassière étaient très proches de celles de Ruzillon, mais suite à l'application du traçage environnemental, il s'est avéré que le comportement hydrologique de ces deux bassins est bien différent. D'une façon plus générale, le comportement hydrologique de la Corbassière se distingue clairement de ceux des trois autres bassins. Les contributions relatives de la nappe profonde et des précipitations à la génération des crues y sont beaucoup plus élevées, par conséquent celle de l'eau du sol est nettement plus limitée. Il est a priori difficile d'identifier l'origine de ces différences. La géologie de la Corbassière est un mélange des formations présentes dans la région, autrement dit des trois autres sous-bassins. La molasse burdigalienne couvre 54% du bassin, le reste est essentiellement composé de moraine. La morphologie du bassin pourrait éventuellement être à l'origine de cette différence de comportement. En effet, sur une partie importante du bassin de la Corbassière le cours d'eau principal est encaissé et les versants sont pentus. D'autre part, la partie basse de ce bassin est essentiellement agricole. Le cours de la rivière dans la zone agricole est partiellement contrôlé. Le réseau hydrographique ne peut donc pas s'étendre à l'intérieur des versants, les sols agricoles sont d'ailleurs en partie équipés de drains. D'une façon générale, il semble que le comportement hydrologique de la Corbassière soit caractérisé par une faible extension des zones contributives. Par ce fait, l'eau du sol est faiblement drainée vers la rivière. Ceci pourrait d'ailleurs expliquer les faibles contributions de l'eau du sol observées entre les crues du mois d'avril 1998.

La différence du comportement hydrologique de la Corbassière par rapport aux autres bassins peut être perçue également comme un effet du transfert d'échelle. En effet, la superficie du bassin de la Corbassière est beaucoup plus importante que celle des trois autres bassins étudiés. La répartition de certaines caractéristiques physiques dépend directement de l'échelle du bassin. Ceci est d'autant plus vrai pour des bassins emboîtés. Par exemple dans le cas de la Haute-Mentue, les zones présentant des conditions favorables à la saturation et aux écoulements de l'eau du sol se situent essentiellement sur les parties hautes du bassin se trouvant à la limite de son contour. Ainsi comme les bassins sont emboîtés, plus la superficie est grande, moins l'influence de ces zones est importante. Bien entendu, ce phénomène est dû au fait que la morphologie n'est pas homogène sur l'ensemble du grand bassin. A ce propos la morphologie des bassins dépend certainement de l'échelle du bassin. Dans le cas de la Haute-Mentue le cours d'eau principal est de plus en plus encaissé de l'amont vers l'aval. Ainsi, plus la superficie du bassin est grande plus la proportion des zones où la rivière est encaissée devient importante. Dans la région de la Haute-Mentue, l'occupation du sol varie également de l'amont à l'aval. La partie amont du bassin est essentiellement composée de forêts et la partie aval est essentiellement agricole. L'occupation du sol dépend donc également de la superficie des bassins d'étude. Plus le bassin est grand plus la proportion de zone agricole augmente. En résumé, le changement de comportement hydrologique entre le bassin global de la Corbassière et ses sous-bassins pourrait éventuellement être expliqué par l'effet du transfert d'échelle. Cette hypothèse mettant en relation le comportement hydrologique des bassins et leur superficie sera testée parmi d'autres dans le paragraphe suivant.

5.4 Identification des facteurs contrôlant les réponses hydrologiques

Afin de tester les suppositions faites dans les paragraphes précédents concernant les facteurs responsables des différences de comportement hydrologique, le rôle de ces facteurs sera analysé lors d'une analyse statistique. Plus précisément l'importance des relations entre les paramètres d'observation et les réponses hydrologiques est étudiée à travers le développement de modèle de régression linéaire multiple. Le principe de ces modèles est rappelé à l'annexe 9.

5.4.1 Présentation des résultats des régressions linéaires multiples

L'objectif de cette analyse statistique est de mettre en évidence d'éventuelles relations entre les comportements hydrologiques des bassins et les propriétés physiques qui les caractérisent. Suite à la comparaison des réponses hydrologiques des sous-bassins de la Haute-Mentue (cf. § 5.3.2), il semblerait que la différence principale du comportement entre les bassins soit liée à la contribution de l'eau du sol. Par conséquent l'attention sera portée essentiellement sur l'évaluation de la relation entre les contributions relatives de l'eau du sol et les propriétés physiques des bassins versants. L'analyse sera toutefois également étendue aux composantes de l'eau de pluie et de la nappe profonde, mais elle sera faite d'une façon moins détaillée.

Le jeu de variables explicatives, testées lors de cette analyse, a été constitué selon les observations et les hypothèses faites dans le paragraphe 5.3. Ces variables sont: la somme des pluies précipitées dix jours avant le début de l'événement étudié (IPA_{10} [mm]), la pluie totale (P_T [mm]), l'intensité maximale de la pluie (I_{max} [mm/h]) (tab.10 et 11), la superficie (S [ha]) et la pente médiane (Pente [degré]) des bassins versants (tab. 3 et 5). Afin de tester l'influence de la géologie sur les réponses hydrologiques il a fallu trouver un moyen de caractériser la géologie par une grandeur unique. A ce titre la constante de récession semble être un bon indicateur (Equ. 15). Cette grandeur a été souvent utilisée dans les études hydrologiques afin de caractériser la géologie et l'hydrogéologie des bassins versants (Demuth, 1993). La valeur du coefficient de tarissement d'un bassin fournit une information synthétique concernant sa capacité d'emménagement d'eau et la conductivité hydraulique de son substratum. Dans le cadre de ce travail, l'influence de la géologie sur le comportement hydrologique des bassins versants a donc été estimée indirectement à travers le coefficient de tarissement. Ces coefficients ont été obtenus en ajustant un modèle exponentiel du type:

$$Q = Q_0 \cdot e^{-(k \cdot t)} \quad \text{Equ. 14}$$

où Q est le débit au temps t , k le coefficient de tarissement et Q_0 le débit initial au temps t_0 ,

aux courbes de tarissement observées à l'exutoire de chaque sous-bassin lors de la même période de récession intervenant entre le 28 avril 1998 et le 13 mai 1998 (fig. 63).

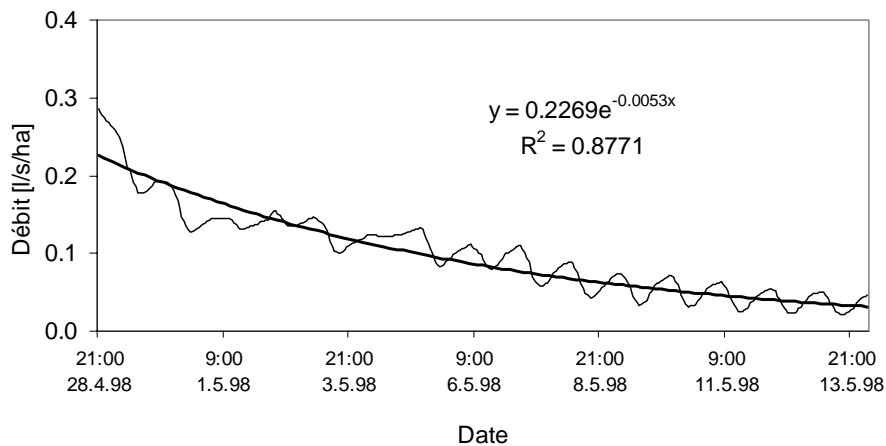


Figure 63. Détermination du coefficient de tarissement du bassin de Bois-Vuacoz.

Ainsi, une constante de récession a été associée à chaque sous-bassin de la Haute-Mentue (tab. 22).

	Bois-Vuacoz	Corbassière	Esserts	Ruzillon
k [s ⁻¹]	0.0053	0.0016	0.0041	0.0017

Tableau 22. Récapitulation des coefficients de tarissement des sous-bassins de la Haute-Mentue.

L'échantillon de la variable-réponse est composé de toutes les contributions relatives de l'eau du sol (SA [%]) lors du débit de pointe des crues, calculées lors de la décomposition des hydrogrammes des bassins de Bois-Vuacoz, Corbassière, Esserts et Ruzillon pour les mois d'avril et septembre 1998 (cf. § 5.3.2.3 et § 5.3.2.4). Sur l'ensemble de ces événements 50 valeurs de contributions relatives de l'eau du sol, tous bassins confondus, ont été tirées. Cet échantillon n'est pas très grand mais il devrait permettre déjà de mettre en évidence le lien de la variabilité des réponses de l'eau du sol avec les propriétés climatiques et les caractéristiques physiques des bassins versants.

Le modèle de régression linéaire multiple initial considéré dans la procédure "stepwise backward" met en relation les contributions maximales relatives de l'eau du sol avec chacune des variables explicatives, mentionnées ci-dessus (SA_{max} ~ IPA₁₀; P_T; I_{max}; S; Pente; k). Le modèle (modèle-SA) résultant de cette procédure a la forme suivante:

$$SA \sim \alpha + \beta_1 \cdot IPA_{10} + \beta_2 \cdot P_T + \beta_3 \cdot S + \beta_4 \cdot k \tag{Equ. 15}$$

Pour un niveau de seuil de 5% le test de Student indique que les coefficients de ce modèle sont tous significativement différents de zéro, à l'exception du coefficient rattaché à la variable IPA₁₀ (tab. 23).

Coefficient	Valeur	tobs	p-valeur
α	24.0301	3.9742	0.0002
β_1	0.2315	1.8118	0.0765
β_2	-0.8221	-5.2946	0.0000
β_3	-0.1010	-4.2986	0.0001
β_4	5868.8601	5.8605	0.0000

Tableau 23. Evaluation de la signification des coefficients du modèle-SA par l'application du test de Student.

Le tableau d'ANOVA (tab. 24) permet de détailler un peu plus les relations existant entre les variables explicatives retenues et la variable-réponse.

Source	d.l.	SC	CM	Fobs	p-valeur
IPA ₁₀	1	109.367	109.367	1.13718	0.2918
P _T	1	4123.816	4123.816	42.87873	0.0000
S	1	7872.399	7872.399	81.85585	0.0000
k	1	3303.123	3303.123	34.34531	0.0000
Résidus	46	4424.001	96.174		

Tableau 24. Tableau d'ANOVA du modèle-SA.

L'application du test de Fisher au modèle global conduit à rejeter l'hypothèse $H_0 : \beta_1 = \beta_2 = \beta_3 = \beta_4 = 0$ avec un seuil de 5%. Autrement dit l'ensemble des variables indépendantes contribuent de façon significative à l'amélioration du modèle.

L'indice de corrélation multiple R^2 de ce modèle s'élève à 0.78, ce qui est relativement élevé. Ceci indique qu'une grande partie de la variation de la variable-réponse est expliquée par le modèle. Pour estimer la qualité du modèle, l'analyse de l'indice de corrélation multiple ne suffit pas, il faut également étudier la distribution des résidus. En effet selon les hypothèses d'application des modèles de régression, les résidus doivent être non corrélés, leur espérance doit être nulle et leur variance correspondre à σ^2 .

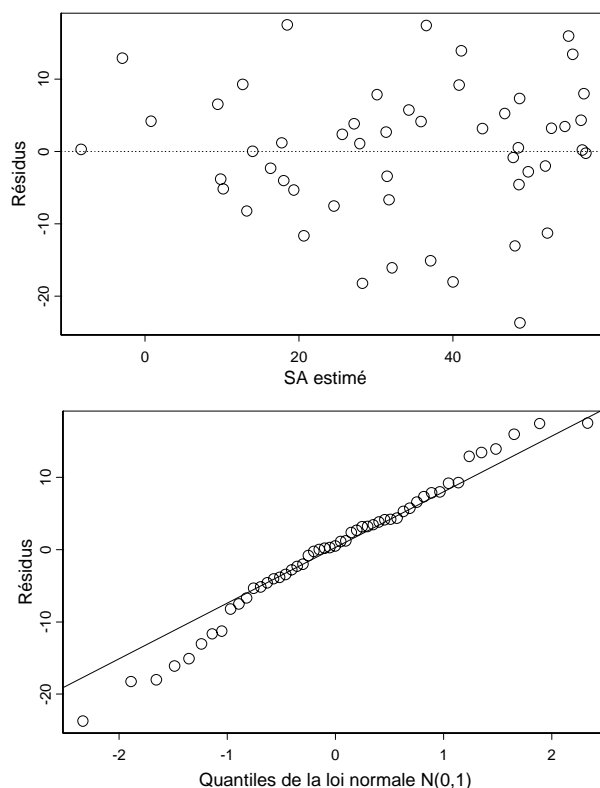


Figure 64. Analyse de la répartition des résidus du modèle-SA.

Les résidus du modèle sont répartis de façon relativement homogène autour de la valeur nulle (fig. 64). Dans l'ensemble, la distribution des résidus s'approche bien d'une loi normale $N(0,1)$. Toutefois les quantiles des résidus dévient légèrement par rapport à ceux de la loi normale $N(0,1)$ pour les valeurs extrêmes.

Il ressort de cet ensemble d'analyses, que le modèle de régression parvient bien à expliquer les variations des contributions relatives maximales de l'eau du sol. Le modèle de régression est construit seulement sur quatre variables. Comme cela avait été supposé lors de l'interprétation des décompositions d'hydrogrammes la contribution relative de l'eau du sol dépend apparemment des conditions antécédentes d'humidité, caractérisées ici par l'indice de précipitations antécédentes IPA_{10} . Plus l'état hydrique des bassins est élevé plus l'eau du sol participe à la génération des crues. A l'opposé, la contribution relative de l'eau du sol est inversement proportionnelle à la pluie totale. Ceci est dû au fait qu'on travaille avec les contributions relatives plutôt qu'avec les contributions absolues (en l/s). La pluie totale étant fortement corrélée positivement avec la contribution relative des précipitations directes, cela induit indirectement une relation inverse pour la contribution relative de l'eau du sol. Par contre la relation entre cette dernière variable et la contribution absolue de l'eau du sol est positive. Ceci a été observé lors de l'établissement des modèles de régression pour les valeurs absolues.

La variation de la contribution relative de l'eau du sol est expliquée également par la superficie des bassins versants et par leur coefficient de tarissement. Le fait que ces deux variables contribuent de façon significative à l'explication de la variable-réponse semble confirmer les hypothèses formulées dans le chapitre 5.3.4, comme quoi la variabilité spatiale de la contribution de l'eau du sol est en partie due à la géologie des bassins versants et à un phénomène d'échelle. Il semblerait donc que plus les bassins sont grands plus la contribution de l'eau du sol est faible comparativement aux deux autres composantes. A l'opposé, les contributions relatives de l'eau du sol semblent être proportionnelles à la rapidité de vidange des bassins versants.

Le fait que l'intensité des pluies n'a pas été retenue dans le modèle de régression est peut-être dû au manque de variabilité de ce paramètre dans l'échantillon d'événements pluie-débit utilisé. En effet, l'intensité des pluies au cours des mois d'avril et de septembre 1998 est relativement homogène. Le résultat aurait été peut-être différent si des pluies à forte intensité, telles que les orages d'été, avaient été introduites dans l'échantillon. A ce propos, selon les observations faites par Iorgulescu (1997), il semblerait que la contribution de la composante "précipitations directes" s'élève avec la croissance de l'intensité des pluies. Indirectement ceci conduit à une diminution relative des contributions des eaux de subsurface (eau du sol et eau de la nappe profonde).

Suite à ces premiers résultats, l'analyse a été étendue aux deux autres composantes. Les variables explicatives considérées pour le développement de ces deux nouveaux modèles sont les mêmes que précédemment. Les variables-réponses sont les contributions relatives des précipitations directes, respectivement celles de l'eau du sol à la génération des débits de pointe.

Le modèle de régression retenu par la procédure "stepwise backward" pour expliquer la variation de la contribution relative des précipitations directes (PD en [%]) a la forme suivante:

$$PD \sim 10.28 + 1.21 \cdot P_T + 0.11 \cdot S - 4.70 \cdot Pente \quad \text{Equ. 16}$$

Selon le test de Student, l'hypothèse $H_0: \beta_i = 0$ est rejetée au niveau $\alpha = 5\%$ pour les coefficients associés à la pluie totale et à la surface. Par contre cette hypothèse ne peut pas être rejetée pour le même niveau de seuil pour l'ordonnée à l'origine et le coefficient associé à la pente, la p-valeur est égale dans ces deux cas à 0.12. L'application du test de Fisher indique que toutes les variables retenues contribuent de façon significative à l'amélioration du modèle (p-valeur = 0.00). Le coefficient de corrélation multiple R^2 de ce modèle s'élève à 0.59, ce qui est relativement élevé.

La précipitation totale est la variable qui explique la plus grande partie de la variation de la contribution relative des précipitations directes. Plus le volume des pluies est important plus elles participent à l'écoulement. Etant donné que la contribution des composantes à l'écoulement est caractérisée dans cette analyse par leur contribution relative, l'augmentation de la contribution d'une composante entraîne automatiquement une diminution de l'une ou des deux autres composantes. Ceci explique donc pourquoi, comme vu précédemment, la contribution relative de l'eau du sol est inversement proportionnelle à la pluie totale. Le même effet est peut-être également à l'origine de la relation proportionnelle existante entre la superficie des bassins et la contribution des précipitations directes. En

effet, la contribution de l'eau du sol est apparemment inversement proportionnelle à la surface des bassins. Mis à part cette explication, il est difficile de justifier la croissance de la contribution des précipitations directes avec l'augmentation de la superficie des bassins. La contribution des précipitations directes est inversement proportionnelle à la pente médiane des bassins versants. Ceci semble pouvoir s'expliquer par le fait que les conditions de saturation des bassins s'élèvent quand la pente des versants diminue, ce qui peut entraîner indirectement une augmentation du ruissellement par saturation.

Selon ce principe, il est surprenant que la pente médiane des bassins versants n'a pas été retenue dans le modèle de régression pour expliquer les variations de la contribution de l'eau du sol (Equ. 16). En effet, a priori il semblerait que si la morphologie du bassin est favorable à la saturation, les écoulements d'eau du sol devraient être importants. Selon les résultats obtenus lors de cette analyse, cette relation ne semble pas être dominante. Cela est dû peut-être à la façon dont la morphologie a été caractérisée. Il serait certainement plus judicieux de travailler avec un indice qui caractérise mieux la morphologie des bassins, tel que l'indice topographique de Beven et Kirby (1979), que la pente médiane du bassin. Il serait intéressant alors de répéter cette analyse avec l'indice topographique afin de vérifier si cela modifie les résultats des régressions.

Le modèle de régression développé pour expliquer la variation de la contribution de la nappe profonde à la génération du débit de pointe a la forme suivante.

$$NP \sim 61.75 - 0.34 \cdot IPA_{10} - 0.45 \cdot P_T - 5018.25 \cdot k + 6.40 \cdot Pente \quad \text{Equ. 17}$$

L'application du test de Student indique que mis à part le coefficient associé à la pente tous les autres paramètres du modèle sont significativement différents de zéro. Le test de Fisher appliqué à l'ensemble de la régression avec un seuil de 5% conduit à rejeter l'hypothèse $H_0 : \beta_1 = \beta_2 = \beta_3 = \beta_4 = 0$ autrement dit toutes les variables retenues contribuent à l'amélioration du modèle. L'indice de corrélation multiple R^2 de ce modèle n'est pas très élevé, il vaut 0.45.

La contribution relative de la nappe profonde peut être considérée en quelque sorte comme le cas complémentaire de celle des deux autres composantes. En effet, initialement le débit de base en période d'étiage prolongé est composé à 100% d'eau provenant de la nappe profonde. Lors des événements pluvieux la contribution des précipitations directes et celle de l'eau du sol s'activent, ce qui conduit à une diminution de la contribution relative de la nappe profonde. Par la forme même des modèles de mélange, les composantes ne sont pas indépendantes. Afin de respecter les principes de conservation du débit et des traceurs chacune des composantes dépend de la combinaison des autres composantes. Ceci semble expliquer les relations entre les variables explicatives du modèle et la variable réponse. Ainsi le fait que la contribution relative de la nappe profonde soit inversement proportionnelle à l'indice de précipitation antécédentes (IPA_{10}) et au coefficient de tarissement (k) semble indirectement dû au fait que ces variables sont étroitement liées à la contribution de l'eau du sol. Le lien avec la pluie totale et la pente semble plus fort entre la contribution des précipitations directes qu'avec celle de la nappe profonde. Ceci pourrait expliquer le fait que la contribution de la nappe profonde est inversement proportionnelle à la pluie totale et proportionnelle à la pente.

L'apport essentiel de cette analyse est la mise en évidence des facteurs qui influencent la répartition des écoulements ou autrement dit le comportement hydrologique des bassins versants. Les variables explicatives retenues dans les modèles de régression pour expliquer la variation des contributions des composantes sont l'indice de précipitations antécédentes (IPA_{10}), la pluie totale (P_T), la surface des bassins versants (S), leur pente médiane ($Pente$) et leur coefficient de récession (k), qui est supposé caractériser leur composition géologique. Le fait que ces variables ont été retenues semble confirmer les hypothèses émises dans ce travail et expliquer la variabilité des réponses hydrologiques. Par contre, il est relativement difficile d'expliquer ou de justifier en termes de processus hydrologiques les relations mises en évidence par ces trois modèles de régression entre les contributions des composantes et les variables explicatives. Cela provient essentiellement du fait que les contributions des composantes ne sont pas indépendantes les unes des autres.

L'établissement des modèles de régression pour les contributions absolues (en l/s) des composantes ne change par les conclusions de cette analyse. En effet, les variables explicatives sont les mêmes que celles des modèles des contributions relatives, à une exception près. En effet, dans le modèle expliquant la variance de la contribution absolue de l'eau du sol, la pente médiane est retenue à la place de la pluie totale. L'interprétation de ces modèles n'apporte pas plus d'information concernant les processus. En effet, étant donné que les flux des trois composantes augmente pendant les crues leur contribution est naturellement proportionnelle aux conditions antécédentes et à la pluie totale. Cette observation n'est donc pas très pertinente. Concernant les autres paramètres, les relations les liant aux contributions semblent à vrai dire également dépendantes d'une composante à l'autre.

5.5 Conclusions de l'application du traçage environnemental

Les comportements hydrologiques généraux des quatre sous-bassins de la Haute-Mentue ont été mis en évidence par la décomposition de leurs hydrogrammes. La considération de l'incertitude de ces décompositions a permis tout d'abord de confirmer que le comportement hydrologique est clairement différent entre les sous-bassins. Dans la suite de l'analyse, l'incertitude des décompositions d'hydrogrammes n'a pas été considérée de façon formelle. Toutefois le fait de travailler avec la médiane des contributions permet d'éviter en partie de faire des interprétations erronées des résultats à cause de leur incertitude. En effet, on évite ainsi de considérer des séparations d'hydrogrammes extrêmes, peu représentatives du comportement hydrologique global des bassins. En ce qui concerne l'analyse statistique, l'incertitude est considérée par définition dans les modèles de régression.

La comparaison des séparations des hydrogrammes des sous-bassins de la Haute-Mentue a permis de montrer que la variabilité spatiale et temporelle des réponses hydrologiques est importante. Toutefois des tendances communes ont été observées entre les différents bassins versants. D'une façon générale, en conditions sèches la génération des crues est dominée par la contribution de la nappe profonde et des précipitations directes. Dans ce cas la réponse de l'eau du sol est relativement limitée et elle participe de façon tardive à la formation des crues. Lorsque les conditions d'humidité du bassin s'élèvent la contribution de l'eau du sol augmente et son temps de réaction diminue. Ceci a pour conséquence particulière que l'eau du sol contribue de plus en plus à la génération du débit de pointe. L'accroissement de la contribution de l'eau du sol avec l'élévation de l'humidité est différent d'un bassin à l'autre. A

l'extrême la contribution de l'eau du sol dans le bassin de Bois-Vuacoz augmente très rapidement avec la hausse de l'humidité. Il est fréquent dans ce bassin que la génération des crues soit dominée par l'eau du sol. A l'opposé, dans le bassin de la Corbassière la contribution de l'eau du sol ne s'élève réellement que lorsque les conditions d'humidité sont très élevées. Tout le reste du temps, la formation des crues dans ce bassin est dominée par l'eau de la nappe et des précipitations directes.

Malgré la ressemblance globale des comportements hydrologiques des bassins versants, il ne semble pas possible d'affirmer que les processus sont les mêmes dans tous les bassins et que leur variation est due simplement à une activation différenciée. En effet, les réponses hydrologiques, en particulier des bassins de Bois-Vuacoz et de la Corbassière, sont si différentes qu'il est difficile de croire que les processus hydrologiques responsables de la génération des crues soient les mêmes. Le seul point commun entre Bois-Vuacoz et la Corbassière est l'augmentation de la contribution de l'eau du sol avec l'élévation de l'humidité des bassins. En analysant de façon plus détaillée cette relation, il semble même qu'elle est sensiblement différente entre ces deux bassins. Effectivement, au vu des résultats obtenus il semblerait que quel que soit l'état d'humidité la contribution de l'eau du sol ne dominera jamais la génération des crues dans le bassin de Corbassière. En effet, les conditions d'humidité peuvent difficilement être plus élevées qu'à la fin du mois d'avril 1998 et même dans ce cas-là la contribution de l'eau du sol ne dépasse pas les 40%. A titre de comparaison la contribution de cette composante dans le bassin de Bois-Vuacoz lors du dernier événement du mois d'avril 1998 est approximativement de 60%.

Le concept des surfaces contributives variables semble être un bon cadre théorique pour expliquer la variation spatiale et temporelle des comportements hydrologiques. L'extension des surfaces contributives dépend selon les observations faites dans le cadre de ce travail à la fois des propriétés physiques des bassins versants et des conditions climatiques. Par exemple dans les parties morainiques du bassin versant comme à Bois-Vuacoz, de par la faible perméabilité des sols, les surfaces contributives ont tendance à s'étendre rapidement à l'intérieur du bassin versant suite à l'élévation de conditions d'humidité. L'extension des surfaces contributives associée à un développement du réseau hydrographique permet de réduire les temps de transit de l'eau de subsurface vers la rivière. Ceci pourrait alors expliquer l'importante contribution de l'eau du sol qui a été observée à Bois-Vuacoz lors des périodes humides. A l'opposé, les contributions plus modestes de l'eau du sol observées dans les autres bassins versants semblent être dues à une expansion limitée des surfaces contributives.

Les processus hydrologiques dominant la génération des crues d'un bassin versant sont donc très certainement liés à l'extension des surfaces contributives. L'eau acheminée à la rivière lors des crues suit plusieurs cheminements, par conséquent elle est soumise à l'effet de plusieurs processus hydrologiques. L'importance de ces processus les uns par rapport aux autres varie dans le temps et dans l'espace (tab. 25). La variation de ces processus qui est certainement associée à celle des surfaces contributives dépend des propriétés physiques des bassins versants et des caractéristiques climatiques. Il semblerait que dans des situations climatiques extrêmes les processus dominants soient plus ou moins les mêmes dans tous les sous-bassins. Ceci expliquerait alors la ressemblance des réponses hydrologiques des bassins versants observée lorsque les conditions hydriques sont très élevées. D'une façon générale les variations temporelles des processus hydrologiques responsables de la génération des crues semblent dépendre de l'état hydrique du bassin qui lui-même dépend des précipitations antécédentes et des pluies incidentes.













Facteurs	Bois-Vuacoz	Ruzillon	Esserts	Corbassière
Pente				
Surface				
Coefficient de tarissement k				
Etat sec	PD ^a NP	NP PD	NP SA	PD NP
Etat humide	SA NP	NP SA	NP SA	NP ^{PD}
Etat très humide	SA NP	SA NP	SA NP	NP SA

Tableau 25. Contributions des deux principales composantes à la génération des crues représentées en fonction des facteurs physiques et climatiques.

- a. La police des caractères est choisie selon l'importance de la contribution de la composante.

Concernant la variabilité spatiale des réponses hydrologiques il semblerait après comparaison des caractéristiques physiques des bassins versants et de leur réponse hydrologique qu'elle soit essentiellement due à des différences de morphologie et de formation géologique. Un facteur d'échelle est peut-être également à l'origine de la variabilité des réponses hydrologiques. En effet, il semblerait que plus la superficie des bassins est importante moins l'extension des surfaces contributives l'est. Ceci semble dû à vrai dire à une modification des caractéristiques physiques des bassins versants de l'amont vers l'aval. Les surfaces sujettes à la saturation se situent essentiellement dans la partie amont du bassin versant. En résumé, il semblerait qu'en conditions d'humidité intermédiaires les réponses hydrologiques dépendent essentiellement des propriétés physiques des bassins versants. Par contre lorsque l'état d'humidité des bassins est extrême les caractéristiques climatiques prennent le dessus par rapport aux propriétés physiques, elles influencent alors fortement les processus responsables de la génération des crues.

Afin de confirmer les hypothèses émises lors de l'interprétation des résultats du traçage environnemental pour expliquer les variations du comportement hydrologique, les relations entre les propriétés physico-climatiques et les réponses hydrologiques des bassins versants ont été étudiées statistiquement. Plus concrètement ces relations ont été analysées par le développement de modèles de régression linéaire multiple. Les contributions relatives des trois composantes (précipitations directes, eau du sol, eau de la nappe profonde) à la génération du débit de pointe des crues ont été modélisées distinctement. Les variables explicatives retenues dans les trois modèles de régression sont l'indice des précipitations antécédentes, la pluie totale, la pente médiane des bassins versants, leur superficie et leur coefficient de tarissement, qui est supposé caractériser leur composition géologique. Les résultats de cette analyse statistique sont particulièrement intéressants car d'une part ils confirment les hypothèses formulées précédemment pour expliquer la variabilité des réponses hydrologiques et d'autre part ils mettent

clairement en évidence les facteurs principaux qui contrôlent les réponses hydrologiques des bassins versants.

Le traçage environnemental est un outil précieux, car il permet d'identifier les processus hydrologiques à l'échelle du bassin versant. En effet tout comme le débit, le traçage environnemental intègre les processus hydrologiques sur tout le bassin versant. Mis à part ces deux types de mesures aucun autre type d'observations ne permet d'avoir une vision globale du comportement hydrologique d'un bassin versant. Dans le cas présent, l'application du traçage environnemental a permis d'une part d'identifier clairement le comportement hydrologique du bassin de la Haute-Mentue et d'autre part de mettre en évidence les facteurs qui contrôlent les réponses hydrologiques. Ce résultat doit être perçu comme une amélioration notable de la compréhension des processus hydrologiques à l'échelle du bassin versant.

L'application du traçage environnemental ne permet par contre pas d'identifier les mécanismes responsables des écoulements à travers les versants. En effet, il s'avère dans ce cas que la seule application du traçage environnemental est insuffisante. A partir des résultats du traçage environnemental il est tout au plus possible de formuler des hypothèses concernant ces mécanismes. La décomposition des hydrogrammes identifie des sources d'écoulement, mais elle ne permet pas d'identifier les mécanismes responsables de la génération du débit (Elsenbeer et al., 1995). En effet, l'eau provenant de différents cheminements peut présenter la même concentration en traceur ou un même mécanisme peut impliquer plusieurs types d'eau (McDonnell, 1990). D'une façon plus générale, à cause des problèmes d'équifinalité (Buttle, 1994), il n'est pas possible d'identifier les combinaisons de processus hydrologiques à partir d'une seule méthode (Ambroise, 1998). Alors afin d'identifier les cheminements et les mécanismes qui sont à l'origine de la formation des crues, il semble nécessaire d'associer aux observations hydrochimiques d'autres types de mesures (Jenkins et al., 1994). Dans le cadre de ce travail, afin d'améliorer la compréhension des processus hydrologiques, il a été choisi de conduire des mesures locales à l'intérieur du bassin versant pour compléter l'information provenant du traçage environnemental (chapitre 6).

Analyses locales du comportement hydrique des versants

L'objectif de ce chapitre, qui est construit sur les observations faites sur la Haute-Mentue lors de campagnes de mesures ponctuelles, est d'identifier les mécanismes qui sont à l'origine de la génération des crues. L'application du traçage environnemental a permis de montrer que globalement dans le cas de la Haute-Mentue les écoulements de subsurface dominant la génération des crues. Le comportement hydrologique du bassin semble être fortement dépendant des conditions antécédentes d'humidité, liées au concept de surfaces contributives variables. En conditions humides, la contribution de l'eau du sol peut être très importante et même dominer la génération des crues. Afin d'analyser de façon plus approfondie la relation entre l'humidité du sol et la variabilité des processus hydrologiques, une expérimentation de TDR (Time Domain Reflectometry) de grande envergure a été conduite sur le bassin de la Haute-Mentue. A côté de cela, la capacité d'infiltration des sols caractéristiques de la Haute-Mentue a été estimée au moyen d'un simulateur de pluie. Finalement l'information tirée de ces deux expérimentations a été utilisée d'une façon moins spécifique afin d'identifier les processus hydrologiques dominants de la Haute-Mentue.

6.1 Suivi de la variation de l'humidité du sol

6.1.1 Technique de mesure de l'humidité du sol

L'humidité du sol peut être déterminée de plusieurs façons soit par la méthode directe, qui consiste à peser les échantillons avant et après étuvage, soit par des méthodes indirectes, qui sont établies sur des relations entre les propriétés physiques (ex: conductivité électrique, température) ou chimiques (ex: méthode du carbure de calcium) des sols et leur teneur en eau (Musy et Soutter, 1991). Afin de suivre dans le temps l'évolution de l'humidité du sol, il est nécessaire de recourir à des méthodes indirectes qui sont non destructives, telles que les mesures neutroniques, les mesures de conductivité électrique ou de la constance diélectrique du sol. Dans le cadre de cette étude, la technique TDR (Time Domain Reflectometry) qui permet de déterminer de façon indirecte la constante diélectrique des sols a été retenue pour assurer le suivi de l'humidité du sol. Cette technique a émergé depuis une vingtaine d'années dans le domaine de l'hydrologie grâce aux travaux entre autres de Tinga et al. (1973) et Topp et al. (1980), qui ont proposé une solution au problème inverse de la détermination de la teneur en eau à partir des propriétés diélectriques du sol. De nos jours cette technique est largement utilisée et reconnue pour la détermination de l'humidité du sol. Cette technique est particulièrement intéressante, car elle est non destructive, elle est facile à mettre en oeuvre, elle nécessite peu d'information sur le milieu sondé, le calibrage du système est rapide, l'acquisition des données peut être automatisée et donc un grand nombre de points peuvent être sondés simultanément. Le principal défaut de cette technique est le faible volume échantillonné par les sondes. Le principe de la méthode de la mesure de l'humidité du sol par la technique TDR est présenté dans le chapitre suivant.

6.1.2 Principe de la mesure de l'humidité du sol par Time Domain Reflectometry

La détermination de la teneur en eau par la méthode TDR passe par la détermination de la constante diélectrique du sol. La définition de la constante diélectrique relative (ϵ_r) d'un matériau est rappelée ci-dessous:

$$\epsilon_r = \frac{V_0}{V} \quad \text{Equ. 18}$$

où V_0 est le potentiel entre deux électrodes dans le vide et

V est le potentiel entre ces deux électrodes identiquement chargées et espacées, immergées dans un matériau diélectrique.

Le sol est un milieu dispersif diélectrique dont la capacité à transmettre des courants électriques et des ondes électromagnétiques dépend de la composition des trois phases (eau, air, sol) qui le composent. A titre d'information les constantes diélectriques des matériaux constituant des sols sont indiquées dans

le tableau suivant.

Matériau	Constante diélectrique
Vide	1 (par définition)
Air	1.00054
Eau à 25°C	78.54
Sol sec	3 - 5

Tableau 26. Constantes diélectriques des constituants du sol.

La constante diélectrique de l'eau est nettement plus élevée que celle des autres constituants du sol. La constante diélectrique d'un sol humide se situe plus ou moins entre 5 et 40. Par conséquent, les constantes diélectriques des sols sont étroitement dépendantes de leur humidité.

La constante diélectrique du sol est déterminée dans la méthode TDR par la mesure de la propagation d'une onde électromagnétique. Une impulsion électromagnétique à haute fréquence (1 MHz à 1 GHz) est propagée le long des tiges de transmission qui sont introduites dans le sol. Les tiges constituent l'élément conducteur et le sol compris entre les sondes correspond au milieu diélectrique. Le signal se propage le long des tiges comme des ondes planes. Quand ces ondes atteignent l'extrémité des sondes, elles sont réfléchies à cause de la différence de conductance.

Il existe des appareils spécialement prévus pour la mesure de l'humidité par TDR, mais le plus souvent la mesure se fait au moyen de testeur de câble. La fonction première de ce type d'équipement est la localisation d'éventuelles ruptures dans des câbles ou des lignes électriques. La constante diélectrique du câble étant connue, il est possible de déterminer la vitesse de propagation des ondes (v).

$$v = \frac{c}{\sqrt{\epsilon_r}}$$

v : vitesse de propagation de l'onde électromagnétique

Equ. 19

c : la vitesse de la lumière $3 \cdot 10^8$ m/s

ϵ_r : constante diélectrique relative

Cette vitesse est transmise au système sous forme de vitesse relative de propagation $v_p = v/c = 1/\sqrt{\epsilon_r}$. La distance de la rupture du câble (L) par rapport au point de mesure peut alors être déterminée directement à partir de la mesure du temps (t) de l'aller et retour des ondes jusqu'au point de rupture du câble.

$$L = \frac{v \cdot t}{2}$$

Equ. 20

Dans un sol, la valeur de la constante diélectrique du milieu n'est pas a priori connue. La mesure TDR

est justement utilisée pour déterminer cette grandeur. En combinant les équations 19 et 20, il est possible d'exprimer la constante diélectrique du matériau (ϵ_r) selon la longueur des sondes (l) plantées dans le sol et le temps (t) mis par les ondes pour parcourir cette longueur (aller et retour):

$$\epsilon_r = \left(\frac{c \cdot t}{2 \cdot l} \right)^2 \quad \text{Equ. 21}$$

La seule inconnue dans l'équation 21 est le temps de parcours des ondes. Malheureusement, les "testeurs de câble" ne fournissent pas cette information, ils ne transmettent que des distances. Afin de contourner cette difficulté, on introduit dans le système une vitesse relative apparente fictive (v_{pa}), correspondant à une constante diélectrique apparente arbitraire (ϵ_a).

$$v_{pa} = \frac{1}{\sqrt{\epsilon_a}} \quad \text{Equ. 22}$$

A partir du signal transmis par le testeur de câble, il est possible de déterminer la longueur apparente des tiges (l_a) qui peut être exprimée comme suit (voir Equ. 21):

$$l_a = \frac{c \cdot t}{2 \cdot \sqrt{\epsilon_a}} \quad \text{Equ. 23}$$

L'expression générale de la détermination de la constante diélectrique par l'utilisation d'un testeur de câble est alors obtenue en combinant les équations 21 et 23.

$$\epsilon_r = \left(\frac{l_a}{l} \right)^2 \cdot \left(\frac{\alpha}{v_{pa}} \right)$$

Avec:

l_a : longueur apparente des tiges fournie par le testeur de câble

l : longueur réelle des tiges enfoncées dans le sol

α : constante de calibration (valeur proche de 1)

v_{pa} : vitesse relative apparente fictive imposée au testeur de câble

Equ. 24

Connaissant la valeur de la constante diélectrique du sol, il faut encore établir la relation entre cette grandeur et la teneur en eau. Dans la littérature plusieurs expressions mathématiques mettant en relation la constante diélectrique du sol et sa teneur en eau sont proposées. Les deux expressions les plus couramment utilisées sont présentées ci-après. Topp et al. (1980) ont proposé une relation empirique liant la teneur en eau du sol à la constante diélectrique.

$$\theta = a + b \cdot \varepsilon_r + c \cdot \varepsilon_r^2 + d \cdot \varepsilon_r^3$$

Equ. 25

θ : teneur en eau volumique du sol
 ε_r : constante diélectrique relative

Topp et al. (1980) ont établi cette relation sur la base de mesures en laboratoire. Lors de cette expérimentation, ils ont montré que pour des teneurs en eau inférieures à 0.6 les valeurs des paramètres données dans le tableau 27 conviennent pour une large gamme de texture et de porosité.

a	b	c	d
$-5.3 \cdot 10^{-2}$	$2.92 \cdot 10^{-2}$	$-5.5 \cdot 10^{-4}$	$4.3 \cdot 10^{-6}$

Tableau 27. Paramètres du modèle de Topp.

Le principal avantage de cette expression est qu'elle ne nécessite pas d'estimation a priori de la constante diélectrique du sol et de sa porosité. Cette relation peut être utilisée pour la plupart des sols, mais plus particulièrement pour ceux qui ont une teneur en eau moyenne et une texture légère. En effet, avec cette formulation des erreurs peuvent surgir lors de l'estimation de l'humidité si les sols sont trop secs ($\theta < 0.05$) ou trop humides ($\theta > 0.6$), mais également s'ils sont du type argileux ou tourbeux. Dans de tels cas, les paramètres de l'équation 25 devraient être redéterminés.

Une approche alternative est l'application de la loi de mélange au cas de la constante diélectrique du sol. Dans cette approche, le sol est considéré comme un mélange de trois phases: solides, air et eau. La constante diélectrique du sol peut alors être déterminée à partir des constantes diélectriques et des pourcentages volumiques de chaque phase. Tinga et al. (1973), par exemple, proposent la formulation suivante:

$$\varepsilon_r = [\theta \cdot \varepsilon_w^\beta + (1 - \phi) \cdot \varepsilon_s^\beta + (\phi - \theta) \cdot \varepsilon_{air}^\beta]^{1/\beta}$$

Equ. 26

ε_r : constante diélectrique relative du sol
 ε_w : constante diélectrique relative de l'eau du sol
 ε_s : constante diélectrique relative de la matrice du sol
 ε_{air} : constante diélectrique relative de l'air
 θ : humidité du sol
 ϕ : porosité
 β : facteur géométrique

Dans l'équation 26, ϕ correspond à la porosité (rapport entre le volume total des pores et le volume total du sol) et β est un facteur géométrique qui dépend de l'arrangement spatial du mélange des trois phases et de son orientation dans le terrain. Pour des mélanges isotropiques à deux phases $\beta = 1$ par contre pour des mélanges stratifiés à deux phases dont les couches sont perpendiculaires au terrain $\beta = -1$

(Birchak et al., 1974). Roth et al. (1990) ont trouvé comme meilleure valeur d'ajustement $\beta = -0.46$ pour une grande variété de sols. Etant donné qu'il n'est pas possible, en général, de prédire a priori les valeurs de β et ϵ_s , l'équation 26 doit être considérée comme une relation empirique dont les paramètres sont justement β et ϵ_s . La constante diélectrique de la fraction solide du sol peut être soit déterminée à partir de la minéralogie en appliquant la seconde formule de Lichtenecker (moyenne géométrique) soit par calibrage en laboratoire (Zakri, 1997). La valeur β peut en effet être déduite en ajustant l'équation 26 à une relation entre ϵ_s et θ obtenue expérimentalement par mesures TDR et par méthode de pesée. En plus des paramètres β et ϵ_s , la détermination de la teneur en eau à partir de l'équation 26 nécessite également la connaissance de la porosité ϕ du sol. Dans le cas de la Haute-Mentue, la constante diélectrique ϵ_s a été fixée à 5 selon les propriétés physico-chimiques des sols. La porosité des sols a été déterminée sur une vingtaine d'échantillons prélevés sur le site TDR à Bois-Vuacoz au moyen d'un pycnomètre à air (porosimètre de Loebell) (voir Musy et Soutter, 1991). Dans le cas présent et pour tout le reste de l'expérimentation TDR, la porosité a été fixée à 55%, qui correspond à la valeur médiane des mesures. Après avoir fixé les valeurs de ϵ_s et ϕ , la paramètre β a été déterminé par calibrage. Les teneurs en eau d'un ensemble d'échantillons déterminées par l'application du modèle de Tinga ont été ajustées aux mesures faites par la méthode directe (pesée des échantillons avant et après étuvage). Après quelques essais d'ajustement, la valeur de $\beta = 0.66$ semble celle qui donne le moins de différence avec la détermination par pesée. Cette valeur a été retenue pour tout le reste de l'étude. Si on était intéressé à connaître la teneur en eau absolue du sol, il aurait fallu effectuer un calibrage plus rigoureux des paramètres ϵ_s et β en adoptant une approche semblable à celle utilisée par Zakri (1997). Toutefois dans le cadre de ce travail, nous allons surtout étudier la variabilité spatiale et temporelle de l'humidité du sol. Par conséquent, une telle définition des paramètres du modèle semble suffisante.

La constante diélectrique de l'eau ϵ_w dans l'équation 26 est supposée être égale à celle de l'eau pure. Afin d'améliorer la précision des modèles, certains auteurs ont défini des constantes diélectriques différentes pour l'eau libre et l'eau liée à la matrice du sol (ex: Dirksen et Dasberg, 1993). Cette distinction n'a pas été faite lors de l'application de la TDR au cas de la Haute-Mentue. Par contre, l'effet de la température sur la constante diélectrique ϵ_w de l'eau a été considéré.

Dans les matériaux avec de grands moments dipolaires comme l'eau, la constante diélectrique dépend fortement de la température. Lorsque la température s'élève, le mouvement thermique des molécules d'eau augmente et s'oppose à leur orientation dans un champ électromagnétique (White et Zegelin, 1995). Ceci diminue la constante diélectrique. La dépendance entre la température et la constante diélectrique statique a été formulée par Weast (1974):

$$\epsilon_w = 78.54 \cdot [1 - 4.579 \cdot 10^{-3} \cdot (T - 25) + 1.19 \cdot 10^{-5} \cdot (T - 25)^2 - 2.8 \cdot 10^{-8} \cdot (T - 25)^3] \quad \text{Equ. 27}$$

avec T la température en degrés Celsius. La valeur de la constante diélectrique des autres composantes du sol est beaucoup moins dépendante de la température que ne l'est celle de l'eau (Campbell et Ulrichs, 1969).

L'utilisation de l'une ou l'autre des deux relations présentées ci-dessus (Equ. 26 ou Equ. 27) pour la détermination de la teneur en eau du sol à partir de la mesure de sa constante diélectrique dépend des besoins (White et Zegelin, 1995). Pour obtenir les valeurs absolues des teneurs en eau, il est préférable

de recourir au modèle de Tinga (Equ. 26). Par contre pour déterminer simplement des variations de stocks, la relation de Topp (Equ. 25) est tout à fait acceptable (précision de $\pm 10\%$) pour autant que ces conditions d'applications soient respectées. Dans la zone pratique des mesures des teneurs en eau ($0 < \theta < 0.5$), la relation ε_r - θ de ces deux modèles est assez semblable. Par contre pour des teneurs en eau supérieures à 0.5, une importante divergence est observée entre ces deux modèles (Annexe 10, fig. A.21). Pour cette gamme de teneur en eau, le modèle de Tinga basé sur la loi de mélange fournit de meilleurs résultats. Dans le cadre de ce travail, la validité de ces deux modèles a été étudiée en comparant les teneurs en eau déduites des mesures TDR à celles obtenues par pesée (Annexe 10, tab. A.9). La précision de ces deux méthodes est similaire. Toutefois, malgré sa formulation plus complexe et son plus grand nombre de paramètres le modèle de Tinga (Equ. 26) a été préféré à celui de Topp (Equ. 25), car il permet de considérer l'effet de la température sur la détermination de l'humidité du sol (voir Equ. 27). Ceci semblait particulièrement intéressant car les mesures TDR devaient être conduites toute l'année.

6.1.3 Mise en oeuvre de la TDR sur la Haute-Mentue

L'expérimentation TDR a été menée dans le bassin de Bois-Vuacoz, qui correspond à la partie en amont du bassin de la Haute-Mentue. Plus précisément, le site TDR est localisé sur la rive droite de la Corbassière près du lieu dit de Bois-Vuacoz entre les points de prélèvement d'eau du sol F3 et F7 (fig. 18). Ce site a été choisi essentiellement sur la base des résultats du traçage environnemental. Les séparations des hydrogrammes observés à l'exutoire de Bois-Vuacoz ont montré que l'eau du sol était une source d'écoulement importante dans ce bassin. La contribution de cette composante semble par ailleurs dépendre des conditions antécédentes d'humidité. Alors, afin de confirmer les résultats du traçage environnemental, il a semblé judicieux d'installer l'équipement TDR dans le bassin présentant la plus forte contribution d'eau du sol. Cet équipement a été installé plus précisément sur un versant, représentatif de la topographie locale, hors des zones saturées. Le comportement hydrique de ce versant a été étudié auparavant par Iorgulescu (1997) au moyen de mesures piézométriques. La réponse de la nappe à cet endroit est forte et rapide. Quelques heures seulement après le début des pluies le niveau de la nappe commence à s'élever. En conditions humides, la nappe peut atteindre un niveau très proche de la surface du sol (profondeur de 20-30 cm).

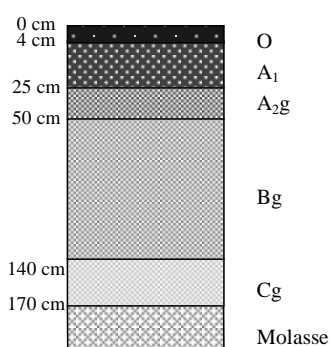
6.1.3.1 Description du site

Le site TDR de Bois-Vuacoz est entièrement forestier, l'essence principale est l'épicéa. Le sol est couvert de branches de feuilles mortes et par endroits de mousse indiquant une humidité importante du sol (fig. 65). L'altitude moyenne du site est de 920 mètres et la pente moyenne est approximativement de 8%. La topographie générale du site est une sorte de plan incliné orienté à l'ouest. Le relief à l'échelle de la parcelle expérimentale présente toutefois de nombreuses irrégularités.



Figure 65. Vue d'ensemble du site TDR, multiplexeur au premier plan et boîtier central en arrière-plan au milieu de l'image.

Le sol de la région est du type pseudogley (fig. 66). La profondeur du sol varie approximativement entre 150 et 200 cm. Des taches d'oxydation et de réduction sont apparentes à partir de 25 cm. Ces taches indiquent la présence d'une nappe temporaire proche de la surface. En période humide, l'eau ne parvient pas à s'infiltrer dans les horizons profonds du sol, alors l'eau s'accumule dans les horizons supérieurs et forme une nappe perchée.



O: horizon organique.

A: horizon organo-minéral, composé de limon.

B_g: horizon minéral d'accumulation, composé de limon sableux compact.

C_g: horizon minéral altéré, composé de sable limoneux compact.

Figure 66. Sol typique du site de TDR de Bois-Vuacoz (tiré de Reber, 1993).

La porosité moyenne des sols dans la région du site TDR est approximativement de 55% (Reber, 1993). La composition physico-chimique de ces sols est favorable à l'application de la technique TDR. En effet, les sols contiennent peu d'argile et la conductivité électrique de la solution du sol est faible, elle varie entre 50 et 300 mS/cm (Mouillière, 1993).

6.1.3.2 Equipement TDR

Boîtier central

Les mesures TDR proprement dites ont été faites au moyen d'un testeur de câble du type Tektronix 1502B. Cet appareil, qui n'est rien d'autre qu'un oscilloscope, est composé d'un générateur d'impulsion à haute fréquence et d'un récepteur permettant de détecter les signaux réfléchis. Le signal de retour est affiché sur un écran LCD (fig. 67). La longueur apparente des sondes peut être déterminée directement à partir de l'affichage du signal TDR sur l'écran de l'oscilloscope (fig. 67).

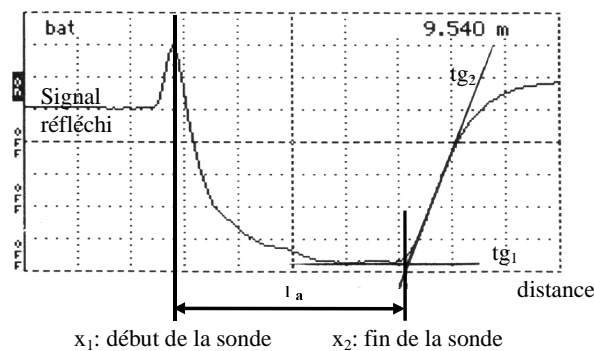


Figure 67. Signal TDR affiché par le Tektronix et détermination de la longueur apparente d'une sonde.

Cependant, l'équipement utilisé dans le cadre de cette étude permet de déterminer automatiquement la longueur des sondes. Grâce à une interface de communication (Interface SDM1502, Campbell Scientific) l'oscilloscope est directement connecté à un "datalogger" (Measurement and control module CR10, Campbell Scientific). Ce "datalogger" fonctionne comme un ordinateur, il pilote l'oscilloscope selon un programme défini par l'utilisateur et stocke les données. La mémoire solide de cet ordinateur est composée de mémoires internes et externes (Storage modules SM192, Campbell Scientific). Le "datalogger" est programmé au moyen d'un logiciel (Software PC208e, Campbell Scientific), qui contient un module spécialement prévu pour les mesures TDR. Le programme commence par allumer le Tektronix, puis il mesure et stocke automatiquement la longueur de toutes les sondes qui y sont connectées. Le programme contient un algorithme de calcul qui permet de déterminer la pente du signal réfléchi. Ainsi le programme parvient à identifier la position du point x_1 correspondant au début de la sonde la pente du signal en ce point est nulle (fig. 67). La position du point x_2 correspondant à la fin de la sonde, est déterminée également en analysant la pente du signal réfléchi. La longueur apparente est alors simplement obtenue par la différence des distances de ces deux points. La précision de cette détermination dépend de la qualité du signal réfléchi. Si ce dernier est trop atténué ou s'il est détérioré par un trop grand bruit la mesure devient difficile et de mauvaise qualité. Pour cela la compagnie Campbell Scientific recommande d'assurer une distance de câble équivalente inférieure à 25 m entre le Tektronix et l'extrémité de la sonde.

Multiplexeurs

Le Tektronix ne possède qu'une seule sortie pour connecter un câble coaxial. Par conséquent, originellement cet appareil est conçu pour déterminer la longueur apparente d'un seul point de mesure. Cependant, il est possible de multiplier le nombre de points de mesure en connectant à l'oscilloscope une station de relais. Les multiplexeurs (SMX50, Campbell Scientific), utilisés dans le cadre de cette expérimentation, sont composés d'un système électronique qui permet à partir d'une seule entrée d'envoyer successivement les ondes électromagnétiques vers huit sorties différentes. Sur ces sorties, il est possible de connecter soit directement des sondes TDR soit une nouvelle couche de multiplexeurs afin d'augmenter encore le nombre de points échantillonnés. Il faut tout de même veiller à ce que la longueur apparente des câbles ne dépasse pas 25 m pour assurer une bonne qualité du signal réfléchi. A ce sujet, il faut savoir que le passage du signal à travers un multiplexeur correspond à une longueur apparente de 5 m.

Sondes TDR

Concernant les sondes TDR, il existe une multitude de configurations différentes. Elles présentent toutes des avantages et des inconvénients (Zegelin et White, 1989; White et Zegelin, 1995). Généralement, il est plus avantageux de construire soi-même les sondes plutôt que de les acheter auprès d'un fournisseur. En effet, cela coûte le plus souvent moins cher et cela permet de concevoir les sondes selon nos besoins. La conception des sondes est assez libre, il faut simplement s'assurer que la longueur des tiges soit plus grande que 5 cm et que leur écartement soit inférieur à 10 cm (voir recommandation formulée par White et Zegelin, 1995).

Les sondes TDR, utilisées sur la Haute-Mentue, ont été spécialement conçues pour limiter l'impact des sondes sur le sol. Pour cela elles sont simplement composées de deux tiges en acier de longueur 30 cm, d'un diamètre de 6.5 mm et espacées de 5 cm. La partie supérieure des tiges n'est pas ancrée dans une tête en plastique comme la grande majorité des sondes TDR. L'idée était d'éviter que le sol sondé soit couvert par une surface imperméable, ce qui pourrait avoir une influence sur sa teneur en eau. Habituellement, les connexions électriques entre la sonde et le câble coaxial provenant soit des multiplexeurs ou directement de l'oscilloscope sont faites à l'intérieur de la tête en plastique. Dans le cas présent comme cette tête est absente, le lien entre les tiges et le câble coaxial est assuré par deux petits câbles électriques faiblement gainés et laissés à l'air libre (fig. 68).

La longueur des ces deux câbles électriques est approximativement de 10 cm. Une modification de l'environnement de ces deux câbles (ex: humidification ou apparition de mousse) peut avoir une influence sur les mesures TDR. Afin d'évaluer l'importance de cette influence, un test a été effectué dans le cadre de ce travail. Les signaux TDR de quatre sondes dont on a fait varier l'environnement des câbles de l'état sec à l'état humide ont été comparés. La principale différence entre ces deux états est une modification de la longueur apparente du câble avant le début de la sonde. Dans le cas humide, la position des sondes est apparemment plus éloignée, cela est probablement dû à une augmentation de la résistance. Par contre, les longueurs apparentes des sondes sont pour ainsi dire inchangées. Les différences de longueur entre l'état sec et humide est de l'ordre de 2 à 3%. Par conséquent, une modification du milieu entourant les câbles électriques ne semble pas avoir une grande influence sur la

détermination de l'humidité du sol.

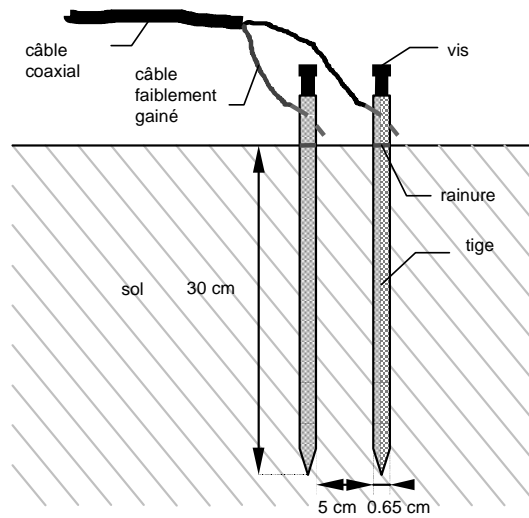


Figure 68. Schéma des sondes TDR utilisées sur la Haute-Mentue (tiré de Pointet, 1998).

La zone d'influence horizontale des sondes peut être représentée approximativement par une ellipse (fig. 69). Le grand axe de cette ellipse passe par le centre des deux tiges et a une longueur de 15 cm et le petit axe qui est perpendiculaire à ce dernier a une longueur de 10 cm. La profondeur de prospection qui est égale à la longueur des tiges est de 30 cm. La mesure TDR est particulièrement sensible au sol qui est proche des tiges. En effet, les lignes équipotentiels sont plus denses à proximité des tiges et entre celles-ci (fig. 69).

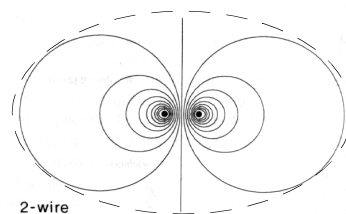


Figure 69. Lignes équipotentiels du champ électrique autour d'une sonde à deux tiges (inspiré de White et Zegelin, 1995).

Le principal désavantage des sondes TDR à deux tiges repose sur le fait qu'il y a une forte discontinuité entre le câble coaxial et les deux tiges parallèles, ce qui peut produire de nombreux signaux parasites qui induisent d'importantes pertes de signal, d'information (White et Zegelin, 1995). Afin de supprimer une grande partie de ce bruit, on a programmé le "datalogger" afin qu'il détermine la longueur apparente des tiges sur la base de 64 mesures successives. En moyennant les 64 signaux TDR, on obtient alors un signal relativement clair.

Sondes température

Finalement, afin de pouvoir considérer l'effet de la température sur la constante diélectrique de l'eau, la température à trois profondeurs (5 cm, 15 cm et 25 cm) a été mesurée automatiquement pendant toute l'expérimentation TDR. Les sondes température ont été directement connectées au "datalogger" (CR10) qui a permis de contrôler et enregistrer les mesures.

Configuration du réseau TDR

Les mesures TDR ont débuté sur la Haute-Mentue au mois d'octobre 1997 et elles se sont terminées au mois d'octobre 1998. Au cours de cette période, deux configurations différentes ont été adoptées. Elles sont toutes les deux basées sur le même schéma (fig. 70), la seule différence est la distance des câbles reliant les multiplexeurs du deuxième niveau à celui du premier niveau. Le boîtier central contient tous les appareils nécessaires à la mesure TDR. Un câble coaxial de 5 m relie l'oscilloscope à un premier multiplexeur (premier niveau). Huit multiplexeurs (second niveau) sont rattachés par des câbles coaxiaux au multiplexeur du premier niveau. Finalement, sur chacun de ces multiplexeurs de second niveau huit sondes TDR sont connectées. La distance entre les multiplexeurs et les sondes est approximativement de 5 m. Ainsi, le réseau complet de TDR permet de suivre en continu l'humidité du sol en 64 points.

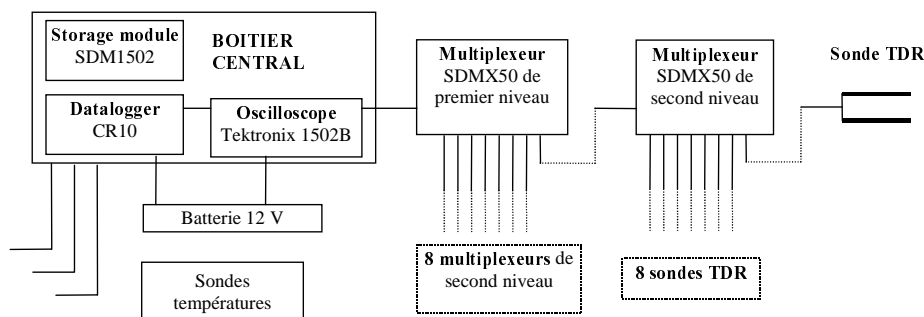


Figure 70. Schéma de la configuration globale du réseau TDR installé à Bois-Vuacoz.

La première configuration a été en place sur le site de Bois-Vuacoz à partir du mois d'octobre 1997 et jusqu'à la fin du mois de novembre de la même année. Cette configuration a été conçue afin d'étudier la variabilité spatiale de l'humidité du sol à différentes échelles. Pour cela un groupe de quatre multiplexeurs a été concentré autour du multiplexeur du premier niveau (distance 5 m). Le deuxième groupe de multiplexeurs a été placé à des distances plus grandes (deux à 15 mètres et deux à 25 mètres) du multiplexeur du premier niveau. Deux de ces multiplexeurs sont positionnés selon la ligne de pente et les deux autres perpendiculairement à cette dernière. Cette première configuration présente deux défauts majeurs. Tout d'abord, la longueur équivalente de câble des deux multiplexeurs du deuxième niveau situés à 25 mètres est trop longue (45 m). Les signaux TDR des sondes connectées à ces multiplexeurs sont entachés de beaucoup de bruit, même en effectuant la moyenne de 64 mesures successives. La qualité de la détermination de la teneur en eau autour de ces multiplexeurs n'est donc pas très bonne. D'autre part, la densité du réseau des sondes pour cette configuration n'est pas très élevée. Les sondes rattachées aux deux multiplexeurs situés à 25 m sont isolées par rapport au reste du

réseau (fig. 71). Par conséquent, il a été difficile d'étudier la variabilité spatiale de la teneur en eau pour des distances dépassant 15-20 mètres.

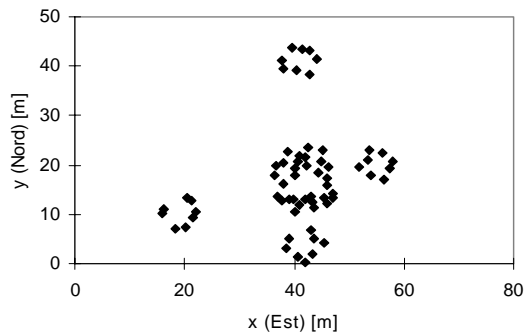


Figure 71. Répartition spatiale des sondes pour la première configuration du réseau TDR.

Suite aux résultats de cette première expérimentation, on a décidé de modifier la configuration du réseau. Les multiplexeurs du deuxième niveau qui se situaient à des distances de 15 et 25 m ont été rapprochés du multiplexeur du premier niveau (nouvelle distance 10 m). Le reste du réseau n'a pas été modifié. Cette nouvelle configuration a permis d'améliorer la qualité des signaux TDR et d'intensifier le réseau des sondes (fig. 72) permettant une meilleure analyse spatiale de l'humidité du sol. Les mesures TDR ont été faites selon cette configuration depuis le mois de mai 1998 jusqu'au mois d'octobre 1998.

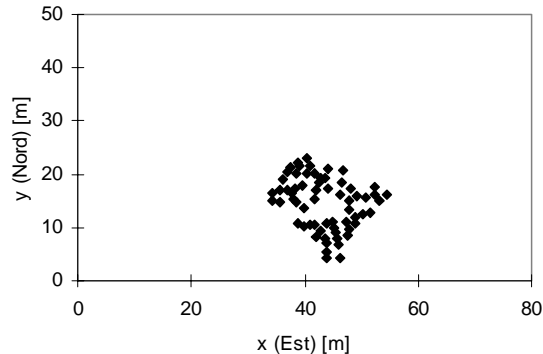


Figure 72. Répartition spatiale des sondes pour la deuxième configuration du réseau TDR.

6.1.4 Analyse de la variabilité de la teneur en eau du sol

Lors des campagnes de mesures menées sur la Haute-Mentue le système TDR a été programmé pour qu'une mesure de la longueur apparente de chacune des 64 sondes soit faite toutes les heures. Certaines séries temporelles d'humidité du sol calculées à partir de l'enregistrement des longueurs apparentes présentent beaucoup de bruit. Dans ce cas, afin d'améliorer la représentation graphique des résultats et ainsi de faciliter leur interprétation, les séries temporelles d'humidité ont été lissées en appliquant le principe des moyennes mobiles. Lors des périodes sèches, la moyenne mobile a été calculée sur 25 valeurs, car les variations d'humidité sont faibles. Par contre lors des précipitations, la moyenne mobile a été calculée seulement sur 5 valeurs afin d'éviter une atténuation trop importante des pics. Ce filtrage

des données concerne essentiellement les données récoltées lors de la première campagne de mesures, entre octobre et novembre 1997. Pour cette période le filtrage des données était nécessaire afin de réduire le bruit dû à des longueurs fictives de câbles trop importantes. Par contre, les séries d'humidité enregistrées pendant la période de mai à octobre 1998 sont globalement de bonne qualité, il n'est donc pas nécessaire de les filtrer.

6.1.5 Variabilité temporelle de l'humidité du sol

L'humidité du sol présente une variabilité saisonnière assez importante (fig. 73). Depuis le printemps, globalement les sols ont tendance à s'assécher. La teneur en eau du sol atteint son niveau le plus bas approximativement à la mi-août ($\theta = 0.164 - 0.215$). A partir de là, l'humidité du sol s'élève suite aux événements pluvieux. La teneur en eau des sols est très élevée à partir du mois d'octobre. L'humidité du sol varie à cette époque entre 0.34 et 0.57.

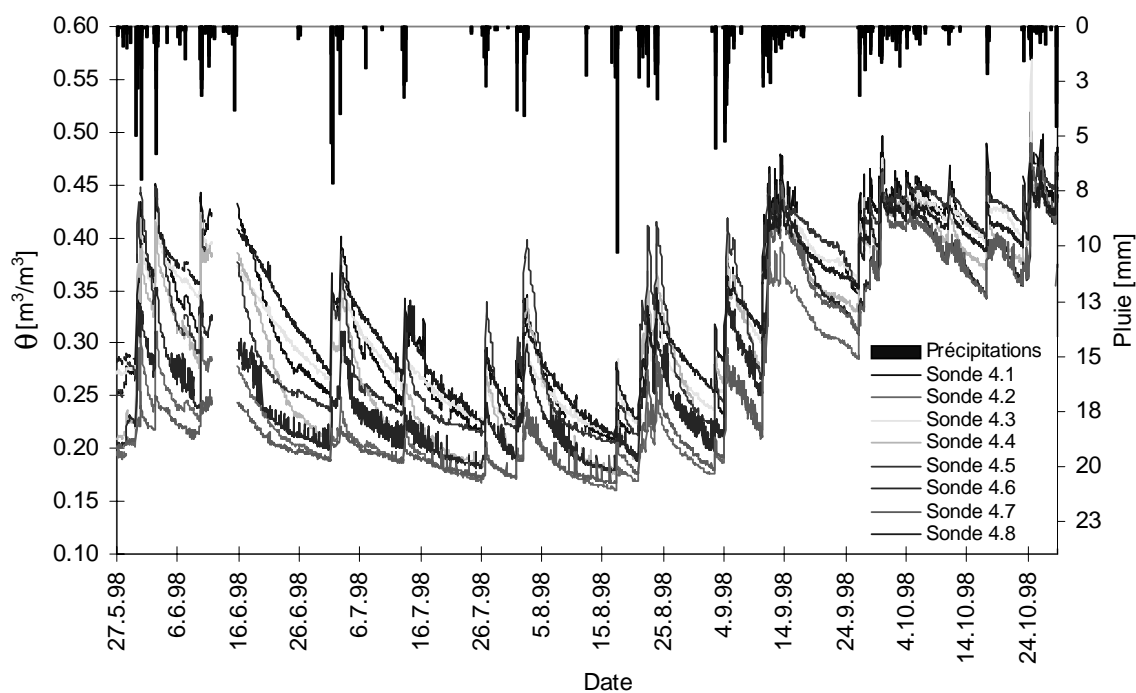


Figure 73. Séries d'humidité du sol enregistrées par les huit sondes du multiplexeur 4 au cours de la période de mai à octobre 1998.

En automne, la vitesse de vidange de l'eau du sol est bien plus faible que celle en été. Cela est certainement essentiellement dû à la réduction de l'évapotranspiration. L'évaporation actuelle, calculée pour la période d'étude par l'approche de Penman-Monteith, passe de 90.2 à 22.5 mm du mois d'août au mois d'octobre (fig. 74).

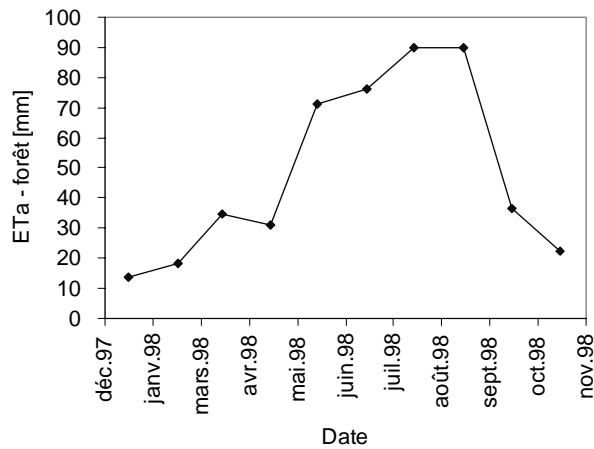


Figure 74. Evapotranspiration actuelle de la forêt pour l'année 1998.

L'élévation de l'humidité du sol, suite à un événement pluvieux, est généralement très rapide et très forte. Ceci est valable aussi bien pour les périodes humides que sèches. Toutefois, l'événement du 17 au 18 août 1998 fait exception à cette règle. La pluie totale de cet événement est de 17 mm, pourtant l'élévation de l'humidité du sol est modeste comparativement, par exemple, à l'événement précédent du 3 août qui est induit par une pluie quasiment de même volume (pluie totale = 16.7 mm). L'intensité des pluies de ces deux événements est complètement différente (intensité horaire maximale 17-18 août = 10.33 mm; intensité horaire maximale 2-3 août = 2.53 mm). La différence de réaction de l'humidité du sol entre ces deux événements est difficile à expliquer. Les intensités des pluies du 17-18 août sont bien inférieures à la capacité d'infiltration des sols (tab. 31), donc cette différence ne semble pas pouvoir être expliquée par du ruissellement de surface. Il est plus probable qu'une grande partie de la pluie ait été interceptée par la surface des végétaux, initialement très sèche. Ceci pourrait éventuellement expliquer la faible croissance de la teneur en eau du sol observée lors de l'événement du 17-18 août.

D'une façon générale, la dynamique de l'humidité du sol suit très bien celle des précipitations (fig. 73). Pour la période d'octobre à novembre 1997, Pointet (1998) a déterminé le décalage temporel entre les séries de pluie et de teneur en eau non filtrée en calculant la corrélation entre ces séries. Il a ainsi montré que généralement la corrélation entre les séries d'humidité du sol et celles des pluies est maximale pour un décalage de trois à quatre heures. Le même type d'exercice a été conduit pour la période de mai à octobre 1998 (fig. 75). Dans ce cas le décalage entre les pluies et l'humidité du sol non filtrée semble varier entre 3 et 5 heures. Une analyse plus détaillée a permis de montrer que le temps de réaction de l'humidité du sol aux précipitations ne varie pas au cours des saisons.

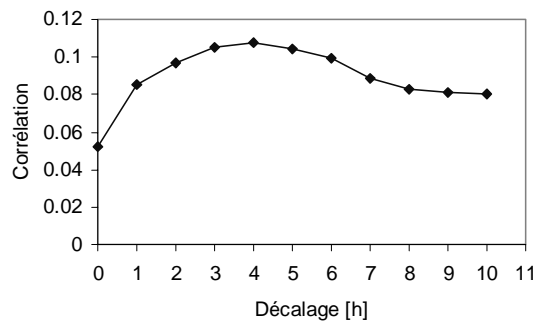


Figure 75. Corrélation médiane entre la pluie et les séries d'humidité du sol non filtrées enregistrées par les huit sondes du multiplexeur 8 au cours de la période de mai à octobre 1998.

Pointet (1998) a également étudié la corrélation entre les séries d'humidité du sol. Il a constaté que généralement les sondes réagissent en même temps, autrement dit la corrélation est maximale quand les séries d'humidité ne présentent aucun décalage temporel (fig. 76).

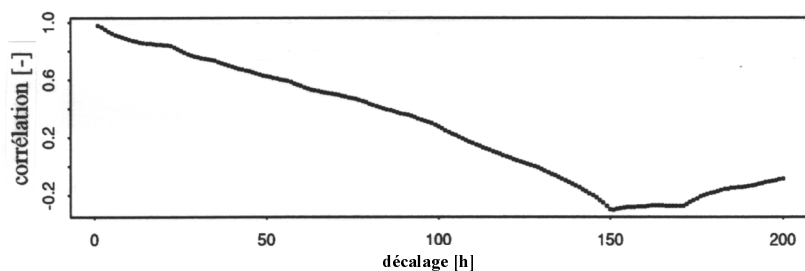


Figure 76. Corrélation entre deux séries d'humidité du sol mesurées par les sondes 2.5 et 7.7 entre le mois d'octobre et novembre 1997 (tiré de Pointet, 1998).

Il ressort de cette brève analyse que l'humidité du sol réagit de façon homogène et rapidement (3-5 heures) aux impulsions de la pluie.

Les accroissements de l'humidité du sol suite à un événement pluvieux sont assez hétérogènes. Ce ne sont pas systématiquement les points initialement les plus humides qui présentent les teneurs en eau les plus élevées après les événements pluvieux. Certains points d'échantillonnage présentent des réponses très fortes comparativement aux sondes avoisinantes. D'une façon générale, les sondes ayant les plus forts accroissements présentent également les plus rapides décroissances d'humidité du sol (ex: sonde 4.4 dans la figure 73). Ces différences de comportement restent pour l'instant inexplicables. En effet, sur la seule base des observations TDR, il est difficile d'identifier quels sont les paramètres, les processus qui contrôlent l'évolution de l'humidité du sol. Il semblerait toutefois que les contrôles soient différents selon les saisons. Lors des mois d'été, la décroissance de l'humidité du sol est globalement homogène pour l'ensemble des points sondés (voir dans la figure 73 la série des trois événements ayant lieu entre le 16 juin et le 26 juillet 1998, voir également la figure 77).

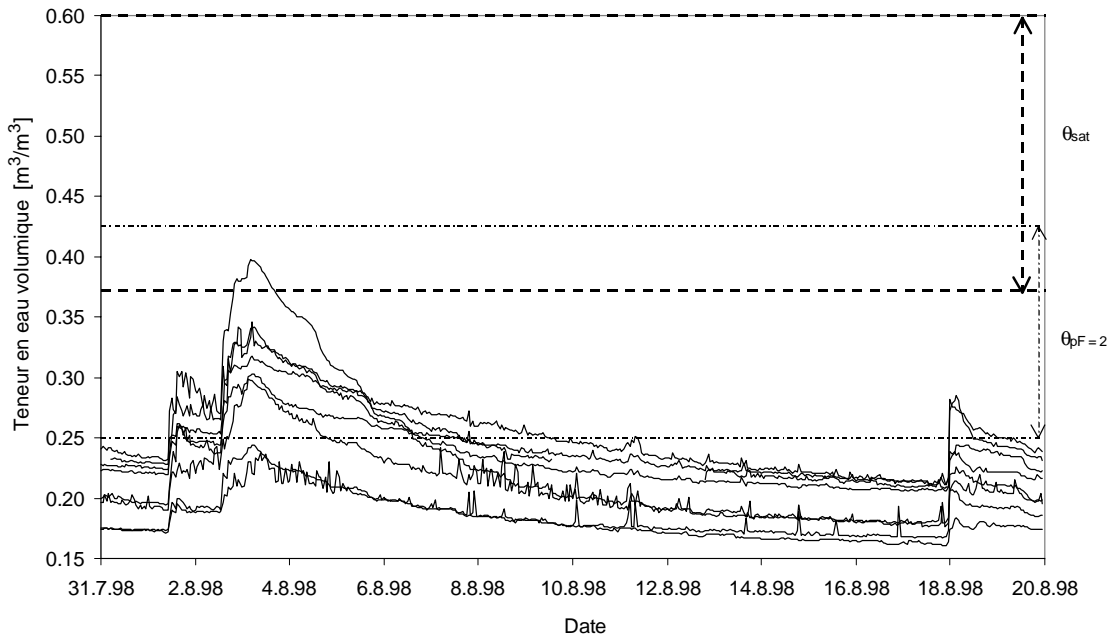


Figure 77. Humidité du sol mesurée par les huit sondes du multiplexeur 4 pendant le mois d'août 1998 et représentation des plages des valeurs des teneurs en eau à saturation et pour un $pF = 2^a$ déterminées par des mesures en laboratoire.

- a. La teneur en eau du sol pour un telle succion devrait être proche de sa capacité au champ. En effet, la capacité au champ est inférieure à la capacité de rétention et cette dernière est atteinte dans la plupart des sols à un $pF = 2.5$ (Musy et Soutter, 1991).

Pendant la période sèche du printemps et de l'été, la décroissance de l'humidité du sol est dans tous les cas rapide et importante. Par contre, lors des périodes humides de l'automne ou de l'hiver la décroissance de l'humidité du sol est spatialement hétérogène (fig. 78).

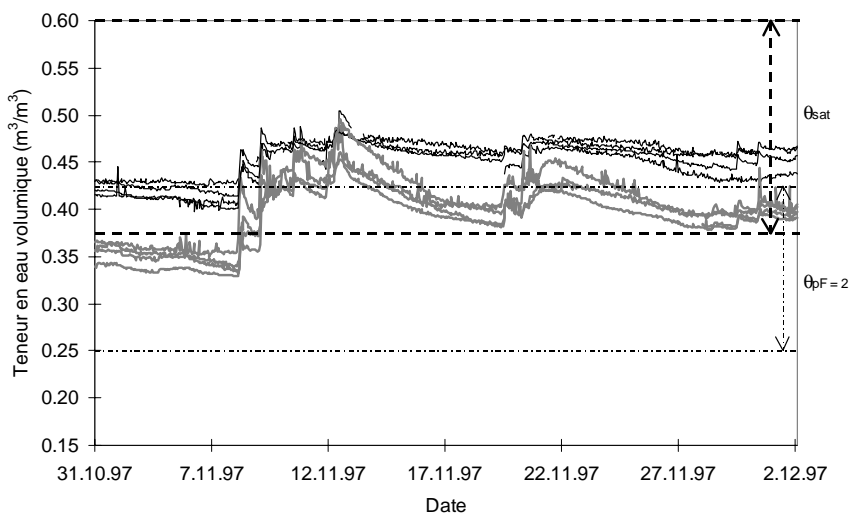


Figure 78. Humidité du sol mesurée par les huit sondes du multiplexeur 4 pendant la période d'octobre à novembre 1997 et représentation des plages des valeurs des teneurs en eau à saturation et pour un $pF = 2$ déterminées par des mesures en laboratoire.

Pour cette période, on distingue clairement deux types de dynamique (fig. 78). Le premier est caractérisé par une forte croissance et une rapide décroissance de l'humidité du sol (ex: sondes 4.2, 4.4, 4.6, 4.7). Le second type de dynamique est beaucoup moins prononcé. La décroissance de l'humidité est dans ce cas très lente et l'accroissement peu accentué (ex: sondes 4.1, 4.3, 4.5, 4.8). Il semble important de rappeler que les distances entre les sondes d'un même multiplexeur sont petites (1-7 m), pourtant leur comportement est très différent. Il est intéressant de remarquer qu'en périodes humides la teneur en eau du sol après un événement pluvieux est spatialement très homogène. La teneur en eau volumique maximale enregistrée pendant la période d'octobre à novembre 1997 pour l'ensemble des sondes varie globalement entre 0.39 et 0.49. Pendant la période sèche, les teneurs en eau volumiques maximales après un événement pluvieux sont beaucoup plus variables. Par exemple, le 2 août les teneurs en eau maximales des huit sondes du multiplexeur 4 varient entre 0.24 et 0.40 (fig. 77).

Globalement, il apparaît que lors des périodes humides la teneur en eau du sol après un événement pluvieux est spatialement homogène, par contre les dynamiques de vidange sont fortement hétérogènes. La situation est pour ainsi dire inverse lors des périodes sèches. La décroissance de l'humidité est spatialement homogène, par contre les teneurs en eau maximales sont très variables.

Lors des périodes humides, la teneur en eau après un événement pluvieux est très proche du seuil de saturation (porosité ~ 50-55%). Etant donné que le type de sol est peu variable sur le site TDR, ceci explique pourquoi les teneurs en eau maximales sont relativement homogènes en conditions humides. La forte variabilité de la teneur en eau des sols après un événement pluvieux lors des périodes sèches est difficile à expliquer. Elle est probablement due en grande partie à la variabilité spatiale de la pluie nette sous couvert forestier. A propos de l'homogénéité de la décroissance de la teneur en eau observée lors des périodes sèches, elle est certainement due à l'évapotranspiration. Au printemps et en été l'évapotranspiration est forte (fig. 74), ce processus domine alors la vidange de l'eau des sols. Par contre en automne ou en hiver, le facteur dominant contrôlant la vidange des sols n'est plus l'évapotranspiration. L'eau est certainement évacuée par des écoulements latéraux ou verticaux à travers le sol.

Les observations faites par les mesures TDR et plus particulièrement les variations de comportement hydrique du sol avec les saisons semblent cohérentes avec le comportement hydrologique de la Haute-Mentue mis en évidence dans le chapitre 5. Les mesures TDR indiquent que lors de ces périodes la teneur en eau volumique du sol varie globalement entre 0.18 et 0.35 à l'intérieur des versants. Ces teneurs en eau correspondent plus ou moins à des succions matricielles pF inférieures à 2 pour les sols en question (Annexe 13). Par conséquent, lors des périodes sèches l'eau est retenue dans le sol essentiellement par capillarité et ne s'écoule plus par gravité, autrement dit elle est peu disponible pour la génération des crues. Pendant les mois d'été, sous l'effet de l'évapotranspiration les flux d'eau à l'intérieur du bassin sont limités aux premiers centimètres du sol et sont essentiellement verticaux. Ceci semble pouvoir expliquer la faible contribution de l'eau du sol en conditions antécédentes sèches observée lors de la décomposition des hydrogrammes.

Selon l'analyse faite dans le chapitre 6 il semble qu'il existe une étroite relation entre les conditions antécédentes d'humidité et la contribution de l'eau du sol à la génération des crues. Plus l'état hydrique du bassin est élevé, plus la contribution de l'eau du sol est importante. Lors des périodes humides, l'eau du sol domine généralement l'écoulement des crues. La contribution de l'eau du sol semble à vrai dire

liée à l'expansion des zones contributives. Cette hypothèse semble cohérente avec les observations TDR faites lors des périodes humides. Pendant les mois d'automne et d'hiver, l'humidité du sol varie essentiellement entre sa teneur en eau à saturation et sa capacité de rétention. Apparemment au cours des périodes humides l'eau du sol est un réservoir potentiel important prêt à contribuer à la génération des crues.

6.1.6 Analyse de la variabilité spatiale de l'humidité du sol

Lors de l'analyse des séries temporelles des teneurs en eau, il est apparu que la variabilité spatiale de l'humidité du sol est importante. L'analyse détaillée de la structure spatiale de l'humidité du sol peut éventuellement fournir des informations concernant les écoulements de l'eau à travers le sol. En effet, les facteurs responsables de la variabilité spatiale de l'humidité du sol contrôlent peut-être également les écoulements de l'eau à travers le sol ou ce sont peut-être directement les écoulements qui sont à l'origine de cette variabilité. Ces raisons ont motivé l'analyse de la variabilité spatiale, proposée ci-dessous.

6.1.6.1 Etude géostatistique de l'humidité du sol

La variabilité spatiale de l'humidité du sol a été étudiée par l'application des outils classiques de la géostatistique. Ci-dessous est présentée une brève introduction de la théorie de la géostatistique. La majorité des notions présentées dans le texte qui suit a été inspirée de l'ouvrage de Journel et Huijbregts (1978).

A l'origine, le terme "géostatistique" désigne l'étude statistique des phénomènes naturels. Matheron (1962) a été le premier à utiliser couramment ce terme. Ce dernier définit la géostatistique de la façon suivante : c'est l'application du formalisme des fonctions aléatoires pour l'identification et l'estimation des phénomènes naturels.

Un phénomène naturel peut souvent être caractérisé par la distribution spatiale d'une ou de plusieurs variables, appelées "variables régionalisées". La distribution de l'humidité du sol dans l'espace à trois dimensions, par exemple, caractérise certainement une partie des écoulements de subsurface.

Variables régionalisées et fonctions aléatoires

La définition d'une variable régionalisée comme une variable distribuée dans l'espace est purement descriptive et n'implique aucune interprétation statistique. D'un point de vue mathématique une variable régionalisée est simplement une fonction $z(x)$ qui prend une valeur en chaque point de l'espace tridimensionnel (x_u, x_v, x_w) . Cependant le plus souvent cette fonction varie de façon irrégulière dans l'espace de sorte qu'elle exclut toutes études mathématiques. Toutefois, les valeurs numériques $z(x)$, $z(x')$ ne peuvent pas être interprétées comme des réalisations indépendantes de la même variable aléatoire Z , car cette interprétation ne tient pas compte de l'autocorrélation entre les valeurs voisines $z(x)$ et $z(x+h)$.

La théorie géostatistique est basée sur le fait que la variabilité des variables régionalisées présente une structure. Par exemple, l'humidité du sol, $z(x)$ et $z(x+h)$ aux points x et $x+h$ est autocorrélée; cette autocorrélation dépend du vecteur h qui sépare les deux points et du sol considéré. La variabilité de l'humidité du sol dans un sol sableux sera probablement différente de celle d'un sol argileux.

Les variables régionalisées se comportent globalement de manière aléatoire mais subissent une évolution locale qui ne l'est pas. Elles présentent donc à la fois un aspect structuré et un aspect irrégulier. Ainsi on peut définir une variable régionalisée de la façon suivante:

$$z(x) = m(x) + \varepsilon'(x) + \varepsilon''(x) \quad \text{Equ. 28}$$

- $m(x)$ représente l'aspect structuré du phénomène; il caractérise la distribution générale et l'évolution moyenne de la variable. Par exemple, dans une région, certaines zones ont en moyenne une teneur en eau plus importante que celle d'autres zones. Cette composante de la variabilité régionalisée peut être constante ou dépendre fonctionnellement de x . Lorsqu'elle est présente et détectée, elle est extraite de la variable et traitée séparément.
- $\varepsilon'(x)$ est une composante aux caractéristiques aléatoires et spatialement corrélées. Elle traduit le comportement local du phénomène naturel. Par exemple, dans une zone dont l'aspect est décrit par $m(x)$, la teneur en eau du sol semble fluctuer aléatoirement. C'est cette composante qui justifie les développements de la théorie des variables régionalisées.
- $\varepsilon''(x)$ est une composante de bruit, donc totalement aléatoire. Elle représente les variations très locales de la variable dues à l'hétérogénéité du milieu examiné à cette échelle; il s'agit de fluctuations vraies et non pas d'erreurs dues à la précision des mesures.

Les aspects aléatoire et structuré d'une variable aléatoire sont exprimés dans le langage probabiliste par le terme de "fonction aléatoire". Une fonction aléatoire $Z(x)$ peut être perçue comme un jeu de variables aléatoires $Z(x_i)$ définies en chaque point x_i du domaine D : $Z(x) = \{Z(x_i), \forall x_i \in D\}$. Les variables $Z(x_i)$ sont corrélées et cette corrélation dépend du vecteur h séparant deux points x_i et x_i+h et de la nature de la variable considérée. En chaque point x_i , la vraie valeur de l'humidité du sol $z(x_i)$, déduite d'une mesure sur un échantillon, est interprétée comme une réalisation de la variable aléatoire $Z(x_i)$. De la même façon, l'ensemble des vraies humidités $\{z(x_i), \forall x_i \in D\}$ définissant le domaine D est interprété comme une réalisation particulière de la fonction aléatoire $Z(x) = \{Z(x_i), \forall x_i \in D\}$.

Par définition les fonctions aléatoires sont stationnaires, autrement dit leur moyenne et leur variance sont constantes. Cette hypothèse est trop restrictive et peu réaliste pour des variables à distribution continue. Matheron (1970) a proposé alors d'autres hypothèses, dites intrinsèques, se référant non pas à la stationnarité de la moyenne et de la variance, mais à la distance séparant deux points de mesure :

- Moment d'ordre 1 (moyenne) :

$$\begin{aligned}
 E[z(x_1) - z(x_2)] &= E[z(x_1) - z(x_1 + h)] \\
 &= m(x_1) - m(x_1 + h) \\
 &= M(h)
 \end{aligned}
 \tag{Equ. 29}$$

où $E[z(x)]$ est l'espérance mathématique, $m(x)$ la dérive au point x et $M(h)$ la dérive linéaire.

- Moment d'ordre 2 (variance) :

$$\text{Var}[z(x_1) - z(x_2)] = 2 \cdot \gamma(x_1, x_2) = 2 \cdot \gamma(x_1, x_1 + h) = 2 \cdot \gamma(h)
 \tag{Equ. 30}$$

La fonction $\gamma(h)$ est appelée "semi-variogramme".

Bien que moins contraignantes que l'hypothèse de la stationnarité, les hypothèses intrinsèques, basées sur les accroissements, rencontrent également des limites: le domaine étudié doit être homogène, exempt de discontinuités ou de changements brusques de comportement.

Le variogramme

L'analyse structurale est le nom donné aux procédures qui visent à caractériser les structures des distributions spatiales des variables considérées. Cette analyse constitue la première étape indispensable à toute étude géostatistique. La modélisation du variogramme peut être perçue comme un résumé de toute l'information concernant la structure spatiale de la variable. Une fois les caractéristiques de la variabilité spatiale estimées par l'ajustement d'une loi théorique sur le variogramme expérimental, il est possible par exemple d'estimer la valeur de la variable régionalisée en des endroits où celle-ci n'a pas été mesurée (ex: méthode du krigeage).

Dans le cadre de ce travail l'étude géostatistique se limitera à l'analyse structurale de l'humidité du sol. L'objectif est d'étudier l'organisation spatiale de l'humidité du sol afin d'éventuellement tirer de l'information concernant les écoulements d'eau à travers le sol. Aucune tentative d'interpolation des valeurs ne sera proposée. Les personnes intéressées par cette problématique sont invitées à consulter l'étude de Pointet (1998), qui a tenté de cartographier l'humidité du sol pour le site TDR de Bois-Vuacoz en se basant sur une méthode de krigeage.

La variabilité entre les valeurs $z(x)$ et $z(x+h)$ est caractérisée par le variogramme $2\gamma(x, h)$, qui est défini comme étant l'espérance de la variable aléatoire:

$$2 \cdot \gamma(x, h) = E\{[Z(x) - Z(x+h)]^2\} \quad \text{Equ. 31}$$

Ce variogramme $2\gamma(x, h)$ est une fonction à la fois du point x et du vecteur h . Ainsi, l'estimation de ce variogramme nécessite plusieurs réalisations, $[z_k(x), z_k(x+h)]$, $[z_{k'}(x), z_{k'}(x+h)]$, ..., $[z_{k''}(x), z_{k''}(x+h)]$ de la paire de variables aléatoires $[Z(x), Z(x+h)]$. Cependant, en pratique habituellement une seule de ces réalisations est à disposition, elle correspond aux valeurs réelles mesurées aux points x et $x+h$. Ce problème peut être surmonté grâce aux hypothèses intrinsèques. Selon ces hypothèses le variogramme dépend seulement du vecteur h et pas du lieu x . Il est alors possible d'estimer le variogramme à partir des données à disposition. Un estimateur du variogramme $2\gamma^*(h)$ est la moyenne arithmétique des différences au carré entre les mesures faites entre tous les points séparés par le vecteur h , prises deux à deux.

$$2\gamma^*(h) = \frac{1}{N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [z(x_i) - z(x_i+h)]^2 \quad \text{Equ. 32}$$

Une fois le variogramme expérimental construit, on lui ajuste habituellement une loi théorique (ex: linéaire, sphérique, exponentielle, gaussienne ou une combinaison de celles-ci) (fig. 79).

Différents paramètres caractérisent les variogrammes (fig. 79):

- la forme de la courbe d'ajustement des valeurs $\gamma(h)$;
- la portée, distance à partir de laquelle il n'y a plus de corrélation entre les valeurs;
- le palier, valeur plafond du variogramme correspondant à la portée;
- la pépité, valeur de la discontinuité à l'origine, elle est due soit aux erreurs de mesures, soit à une variabilité à une très petite distance.

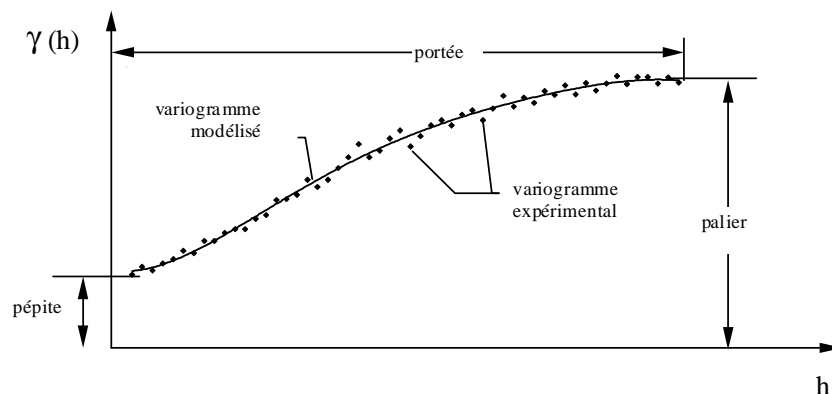


Figure 79. Variogramme et paramètres caractéristiques (adapté de Meylan et Musy, 1996).

Dans le cadre de ce travail, l'analyse variographique a été effectuée au moyen du logiciel VarioWin. Le calcul des variogrammes expérimentaux est effectué dans ce logiciel par classes d'égale longueur Δh . La valeur $\gamma(h)$ attribuée à chaque classe est calculée avec la formule suivante:

$$\gamma(h_j) = \frac{1}{N} \sum_i (\Delta z_i)^2 \quad \text{Equ. 33}$$

- h_j est le centre de la classe j : $h_j = j \Delta h$ (avec $j = 0, 1, 2, \dots$),
- N est le nombre de couples de points tels que les distances les séparant sont comprises dans l'intervalle $[h_j - \Delta h/2 ; h_j + \Delta h/2[$,
- Δz est la différence entre des valeurs z aux deux points considérés

La longueur Δh des classes doit être choisie suffisamment petite pour avoir un nombre minimum de couples par classe. Le logiciel a besoin d'un minimum de cinq points par classe pour pouvoir la considérer. Il faut donc trouver un compromis entre la finesse des classes et le nombre de couples par classe.

Période du mois de novembre 1997

Etant donné que la configuration du réseau de mesures TDR a été modifiée après le mois de décembre 1997 (cf. § 6.1.3.2), deux études variographiques sont conduites distinctement. La première période d'étude correspond aux séries d'humidité du sol enregistrées par les soixante-quatre sondes TDR au cours du mois de novembre 1997. L'analyse de la variabilité n'a pas été conduite sur l'ensemble de cette période, mais pour cinq pas de temps spécifiques. Afin d'assurer une bonne représentativité de l'ensemble de la série, cinq états variés d'humidité ont été sélectionnés (fig. 80).

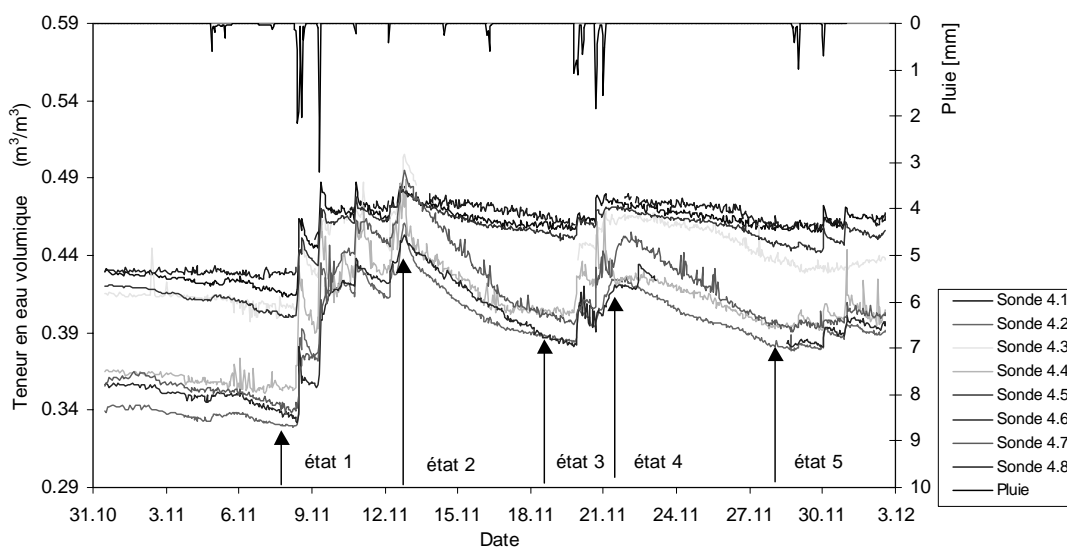


Figure 80. Séries d'humidité du sol enregistrées au multiplexeur 4 pendant le mois de novembre 1997 et indications des cinq états d'humidité considérés dans l'analyse spatiale.

Pendant le mois de novembre 1997, il s'est produit essentiellement deux averses importantes. Suite à ces événements la teneur en eau du sol a augmenté fortement. Deux des cinq états ont été choisis justement quand l'humidité du sol atteint son maximum après ces deux événements principaux. Les trois autres états ont été choisis afin de caractériser l'humidité avant et après ces événements (fig. 80). Les données TDR ont été lissées, afin de réduire l'effet du bruit des mesures sur l'analyse spatiale de l'humidité. Afin d'éviter un amortissement trop important les maximums d'humidité (état 2 et 4) ont été calculés en appliquant une moyenne mobile sur cinq heures. Lors de la décroissance de l'humidité les séries ont été lissées en appliquant une moyenne mobile sur 25 valeurs. Malgré la grandeur de la fenêtre mobile, la forme de la décroissance est bien respectée car cette dernière est relativement régulière et douce pendant cette période.

Après avoir testé plusieurs longueurs de classes Δh , il est apparu qu'une longueur de 5 ou 6 mètres soit un bon compromis pour assurer suffisamment de points par classe et avoir suffisamment de points d'appui. Dans un premier temps, les variogrammes ont été établis pour toutes les longueurs de classes allant jusqu'à 40 mètres (fig. 81).

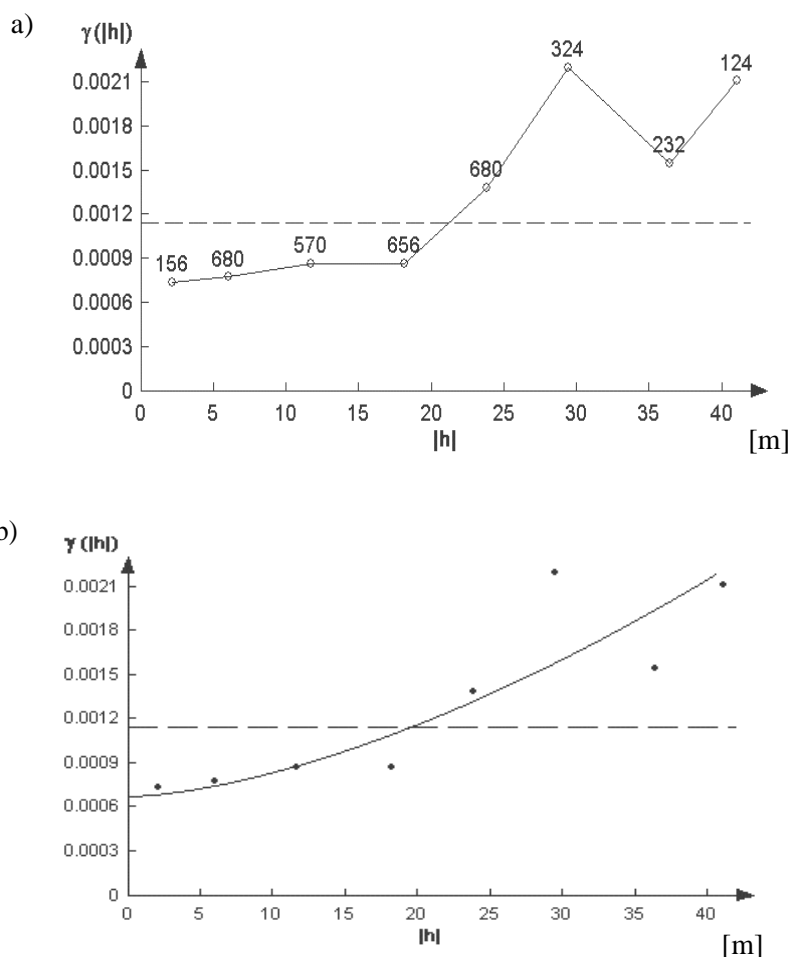


Figure 81. Variogramme expérimental a) et modélisé b) pour l'état 4 ($\Delta h = 5$ m).

D'une façon générale le modèle de type puissance ajuste correctement les variogrammes expérimentaux. L'interprétation de ces variogrammes est quelque peu difficile. En effet, au-delà de 20 mètres les valeurs

du variogramme dépassent la variance de l'échantillon total (représenté par la ligne traitillée horizontale dans la figure 81). Ceci est certainement dû à la configuration du système. La répartition des sondes n'est pas du tout homogène (fig. 71), seuls deux multiplexeurs se situent à plus de 20 mètres du boîtier central. La conséquence est que le nombre de couples par classe diminue lorsque la longueur des classes augmente. L'augmentation de la variance à partir de 20 mètres indique peut-être également qu'au-delà de cette distance l'humidité du sol n'est plus homogène et donc l'hypothèse intrinsèque n'est plus applicable. Autrement dit, le variogramme ne dépend peut-être plus seulement de la distance entre les points (vecteur h) mais également de leur position (x). Sur la base de l'information à disposition il n'est pas vraiment possible d'identifier clairement les raisons de la déviation de la variance au-delà de 20 mètres. Dans ce contexte, la suite de l'analyse de la variabilité spatiale a été conduite uniquement pour des longueurs de classe inférieures à 20 mètres.

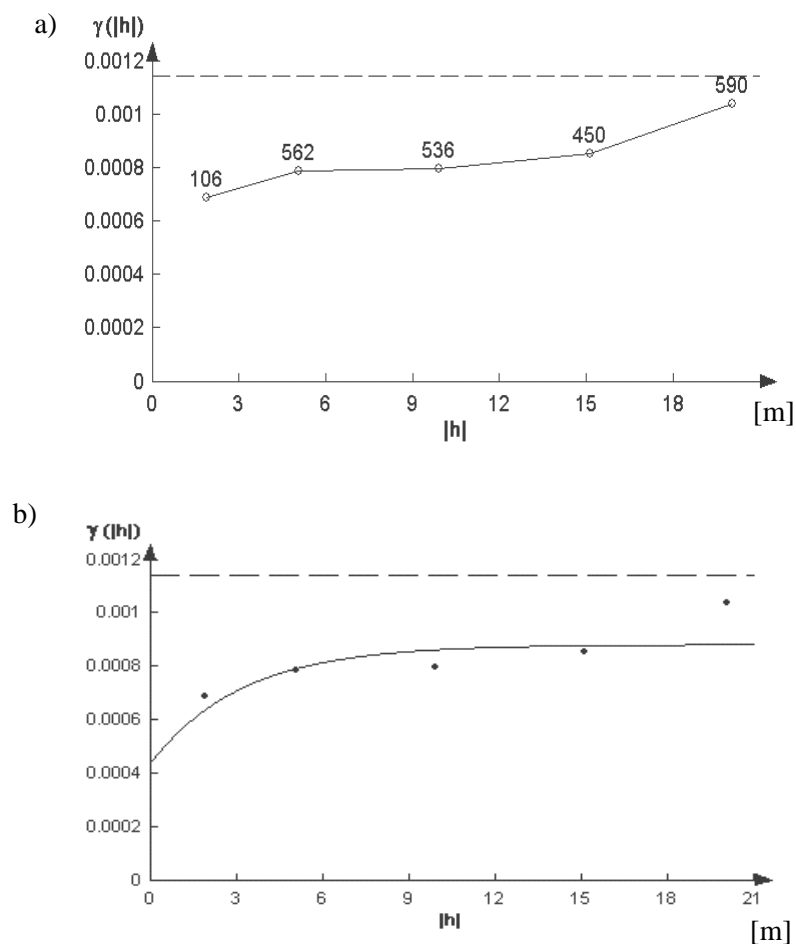


Figure 82. Variogramme expérimental a) et modélisé b) pour l'état 4 ($\Delta h = 6$ m).

Dans ce cas la variance des classes est toujours inférieure à la variance totale des points de mesures. Les variogrammes expérimentaux semblent suivre une fonction exponentielle du type:

$$\gamma(|h|) = p + c \left[1 - e^{-\frac{3|h|}{a}} \right]$$

avec

h : distance séparant deux points

p : pépité

c : contribution de la variance au palier

a : portée pratique (définie par la distance à laquelle la valeur du variogramme atteint 95% du palier)

Equ. 34

Les paramètres d'ajustement du modèle exponentiel pour les cinq états sont répertoriés dans le tableau 27.

Etat	Teneur en eau - sonde 7.6 [%]	Pépité [-]	Pépité [%]	Portée [m]	Palier [-]	Palier [%]	Ecart-type a priori [%]
1	45.58	0.00048	2.2	4.1	0.00132	3.6	4.7
2	49.22	0.00045	2.1	11.9	0.00030	1.7	3.0
3	48.23	0.00048	2.2	7.7	0.00078	2.8	4.0
4	49.10	0.00044	2.1	9.5	0.00045	2.1	3.3
5	47.78	0.00046	2.1	8.1	0.00076	2.8	3.9

Tableau 28. Paramètres du modèle exponentiel pour les cinq états du mois de novembre 1997.

La pépité et le palier sont exprimés également en % d'humidité dans le tableau ci-dessus. Ces grandeurs ont été calculées à partir des valeurs extraites du variogramme. Ce ne sont plus des variances mais des écarts-types. Ils ont été obtenus simplement en prenant les racines carrées des variances (m^3/m^3) multipliées par cent (%).

La pépité semble être indépendante de l'état d'humidité du sol. Par contre la portée et le palier semblent dépendre de l'état d'humidité du sol. En effet, plus le sol est humide plus la portée devient importante. La valeur du palier, quant à elle, diminue avec la croissance de la teneur en eau du sol. A partir de ces résultats, il semblerait que l'humidité du sol soit de plus en plus homogène avec l'augmentation de l'humidité du sol. En étudiant les résultats de la modélisation des variogrammes et en observant les séries temporelles d'humidité du sol, il apparaît que le processus de vidange ou d'assèchement des sols est spatialement très variable en périodes humides. Il serait intéressant de découvrir par l'application d'autres types de mesures quels sont les facteurs qui sont à l'origine de cette importante variabilité.

Période du mois de mai au mois de novembre 1998

Pour la seconde étude variographique dix états d'humidité ont été sélectionnés au cours de l'année 1998 pour caractériser la variabilité spatiale de la teneur en eau du sol (fig. 83). Afin de se débarrasser d'une

partie du bruit provenant des mesures TDR, les séries temporelles d'humidité ont été lissées en calculant la moyenne mobile sur 5 heures. La grandeur de la fenêtre mobile étant limitée, cela permet de respecter aussi bien la dynamique des variations d'humidité que les pointes maximales de teneur en eau.

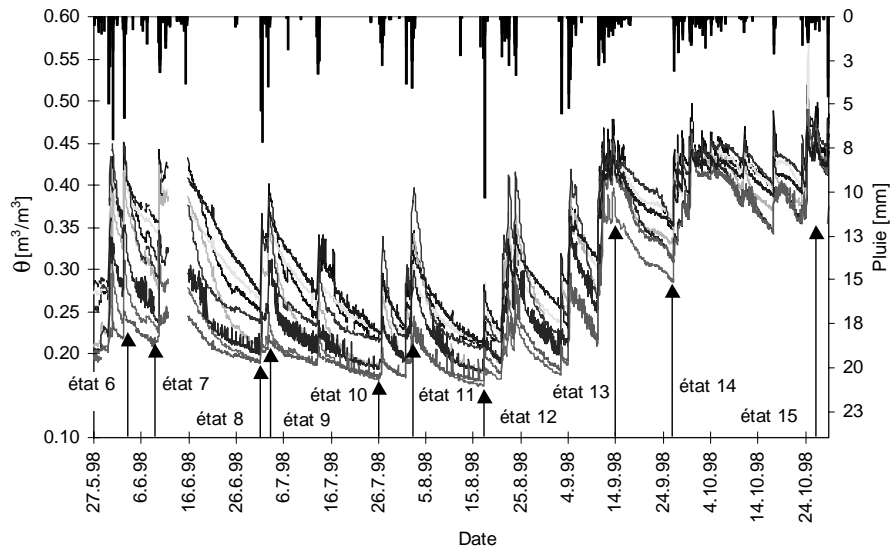


Figure 83. Indications des dix états d'humidité considérés dans l'analyse variographique au cours de la période de mai à novembre 1998 (Multiplexeur 4).

Pour l'analyse variographique, la longueur des classes Δh a été fixée à 4 mètres, cela semble être le meilleur compromis. Dans cette nouvelle configuration du système TDR la distance maximale entre les sondes avoisine les 16 mètres. Comparativement à la configuration précédente, cette configuration est beaucoup plus régulière (fig. 72) ce qui devrait éviter des effets inattendus, tels que ceux rencontrés précédemment.

Mis à part pour un cas, l'ensemble des variogrammes expérimentaux se laisse correctement ajuster par des modèles exponentiels (Equ. 34). La variance des classes croît fortement avec l'augmentation de la distance séparant les sondes (fig. 84).

Sur l'ensemble des dix variogrammes, on a observé qu'à partir d'une distance de 4 m séparant les sondes la variance est quasiment égale à la variance a priori calculée pour chaque état sur l'ensemble de l'échantillon d'humidité du sol (ligne horizontale traitillée dans la figure 84). Ceci indique que l'humidité du sol est corrélée seulement pour de faibles distances, autrement dit la variabilité spatiale de l'humidité du sol est importante.

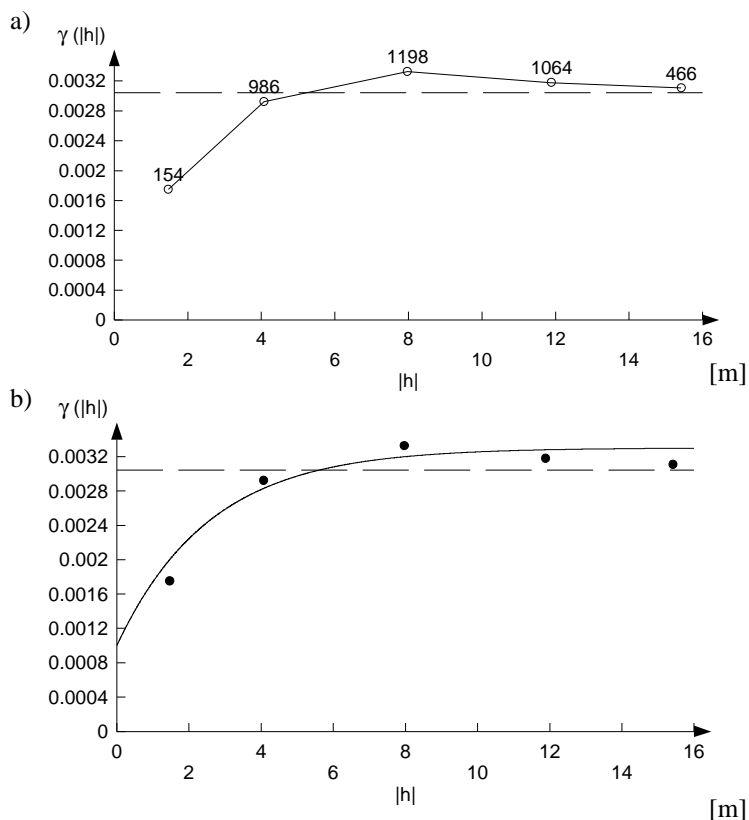


Figure 84. Variogramme expérimental a) et modélisé b) pour l'état 12 ($\Delta h = 4$ m).

Les paramètres des modèles exponentiels des dix états d'humidité étudiés au cours de l'année 1998 sont représentés dans le tableau ci-dessous.

Etat	Teneur en eau - sonde 7.6 [%]	Pépité [-]	Pépité [%]	Portée [m]	Palier [-]	Palier [%]	Ecart-type a priori [%]
6	39.8	0.001760	4.2	8.3	0.00120	3.5	5.3
7	28.9	0.001000	3.2	7.7	0.00230	4.8	5.6
8	23.3	0.001010	3.2	9.5	0.00171	4.1	4.9
9	29.8	0.001165	3.4	8.9	0.03770	6.1	6.6
10	20.8	0.000296	1.7	7.0	0.00149	3.9	3.9
11	26.2	0.001552	3.9	10.3	0.00261	5.1	5.9
12	19.9	0.000367	1.9	8.8	0.00111	3.3	3.9
13	40.1	0.000855	2.9	12.0	0.00113	3.4	4.1
14	32.0	0.000733	2.7	9.0	0.00091	3.0	3.7
15	47.6	0.000800	2.8	11.9	0.00090	3.0	2.8

Tableau 29. Paramètres des variogrammes modélisés pour les 10 états de l'année 1998.

Comparativement aux cinq cas du mois de novembre 1997, les pépites des 10 nouveaux états sont globalement du même ordre de grandeur, mais elles sont plus variables. Sur la base de la première étude variographique conduite à partir des données du mois de novembre 1997, il a semblé que la variabilité de l'humidité du sol était minimum pour des états très humides. **A partir de là on a supposé que pour des conditions extrêmes d'humidité (très humides ou très sèches) la variabilité spatiale de la teneur en eau du sol est limitée et que pour des états d'humidité moyens elle est élevée.** En analysant les séries temporelles d'humidité sur l'ensemble de l'année 1998 (fig. 73), cette hypothèse semble se vérifier. En effet, la différence d'humidité entre les différents points de mesures semble beaucoup plus grande pendant le printemps (mai - juin) que pendant l'été (août) ou l'automne (octobre). Afin d'étudier de façon plus rigoureuse cette hypothèse, les paramètres caractérisant la forme des variogrammes ont été représentés dans la figure 85 en fonction de l'état d'humidité du sol.

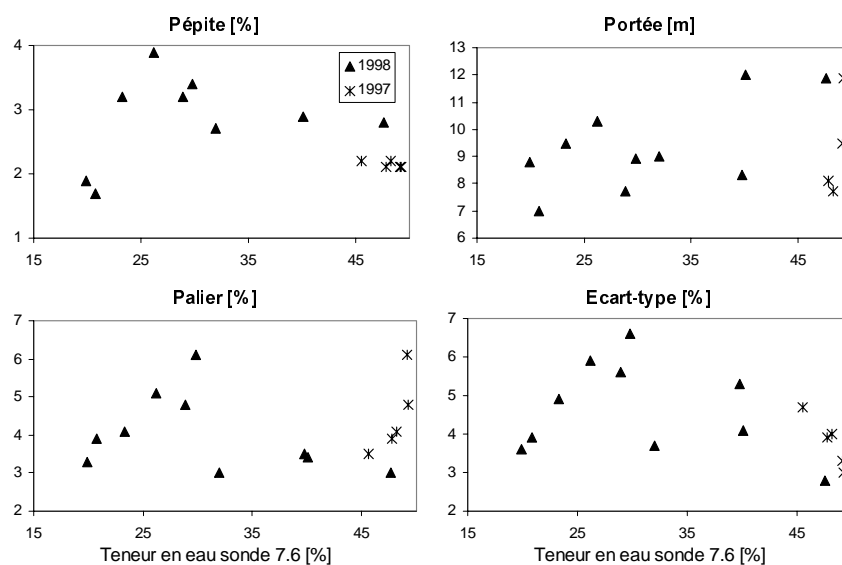


Figure 85. Représentation des grandeurs caractéristiques des variogrammes (pépite, portée, palier) et de l'écart-type a priori pour l'ensemble des 15 états d'humidité étudiés.

A partir des représentations graphiques présentées dans la figure 85, il est difficile de confirmer l'existence d'une éventuelle relation entre la variabilité spatiale de la teneur en eau du sol et l'état d'humidité du bassin. La structure des écarts-types calculés pour l'ensemble des points d'échantillonnage semble confirmer la validité de l'hypothèse. Les écarts-types sont minimaux pour les états secs et humides et maximaux pour des états d'humidité intermédiaires. Concernant la pépite, les valeurs sont les plus faibles pour les deux états d'humidité extrêmes (très sec et très humide). La structure de la pépite selon l'humidité du sol semble être également cohérente avec l'hypothèse formulée ci-dessus. Par contre sur les graphiques représentant la portée et le palier la relation entre la variabilité spatiale et l'état d'humidité ne semble pas se dessiner clairement. Si cette relation était dominante on devrait s'attendre à ce que la représentation de la portée en fonction de l'humidité du sol ait la forme d'un "V" ou autrement dit que la portée soit maximale pour les états secs et humides et minimale pour un état intermédiaire, mais à vrai dire cela n'est pas le cas. L'importance de la portée est relativement homogène pour toute la gamme d'humidité étudiée. Dans le cas du palier, une structure semble se dessiner mais elle ne correspond pas à celle attendue. En effet, selon l'hypothèse mettant en relation la variabilité spatiale

de la teneur en eau avec l'humidité générale la valeur du palier devrait être minimale pour les états d'humidité extrêmes et maximale pour les états intermédiaires. La structure apparente semble être un peu plus complexe. Initialement pour des états très secs le palier est faible, l'humidité du sol est donc plus ou moins homogène. Puis l'importance du palier augmente avec la croissance de l'humidité pour atteindre un premier maximum aux environs de 22% d'humidité. A partir de là, la valeur du palier diminue avec l'augmentation de l'humidité. Cette tendance est inversée quand l'humidité du sol dépasse une valeur approximative de 35%. Finalement le palier atteint un deuxième maximum pour des valeurs d'humidité très élevée (45%).

D'une façon générale, il est intéressant de remarquer dans la figure 85, que la variabilité de la teneur en eau du sol augmente progressivement dans la plage des petites valeurs puis diminue brutalement lorsque l'humidité du sol atteint une valeur approximative de 30%. Cette grandeur correspond plus ou moins à la capacité de rétention des sols du site TDR. Au-delà de cette limite, il y a une modification de l'état de l'eau, qui devient mobile. Le fait que la variabilité spatiale de la teneur en eau est maximale lorsque la capacité de rétention du sol est atteinte indique peut-être que les propriétés physiques du sol sont très variables. En effet, la capacité de rétention des sols dépend essentiellement de sa texture. On peut s'interroger sur la diminution de la variabilité spatiale au-delà de la capacité de rétention des sols. Cela est peut-être dû tout simplement au fait qu'au-delà de cette limite l'eau devient mobile et ainsi elle se répartit de façon plus homogène dans l'espace. Autrement dit, grâce au déplacement de l'eau cela permet d'homogénéiser la teneur en eau du sol sur les versants.

Globalement, à partir de ces résultats, comme cela a déjà été mentionné, il est difficile de mettre en évidence une éventuelle relation entre l'état d'humidité du sol et la variabilité spatiale de cette composante. Ce qui semble important de retenir de l'ensemble de cette analyse est que la variabilité spatiale de l'humidité du sol est très importante. Au-delà d'une distance de quatre mètres entre les points de mesures la teneur en eau du sol ne semble plus être corrélée. Il semblerait donc que la répartition de l'eau dans le sol se fasse de façon très hétérogène. Indirectement ceci laisse supposer que les écoulements d'eau à travers le sol ne sont pas homogènes. La répartition de l'eau du sol semble être soumise à des contrôles très locaux. Ceci pourrait être dû à l'effet par exemple de l'ensoleillement, de la couverture du sol, du réseau des racines, des propriétés physiques du sol ou encore des écoulements préférentiels. Différentes hypothèses visant à expliquer la forte variabilité spatiale de la teneur en eau du sol seront testées et discutées dans le chapitre suivant (chapitre 7).

6.2 Etude de la capacité d'infiltration des sols par la simulation de pluies

Toujours dans l'optique d'expliquer l'importante contribution de l'eau du sol révélée par l'application du traçage environnemental, la capacité d'infiltration des sols de la Haute-Mentue a été déterminée lors d'une expérimentation de simulation de pluie. La mesure de l'infiltration in situ par la simulation de pluie présente deux avantages majeurs. Premièrement, la structure du sol est préservée et il n'y a pas d'effet de bord. Deuxièmement, le volume du sol inspecté est grand comparativement à d'autres techniques telle que l'infiltromètre de Guelph (Musy et Soutter, 1991). Ceci permet d'intégrer des mécanismes d'écoulement qui ne seraient pas forcément pris en compte avec d'autres méthodes.

6.2.1 Equipement et principe de la mesure

Pour cette expérimentation, un mini-simulateur de pluie du type ORSTOM (Asseline et Valentin, 1978; Casenave, 1982) a été utilisé. Ce simulateur a été conçu pour étudier la détermination des caractéristiques hydrodynamiques de différents sols forestiers. Brièvement cet équipement permet d'appliquer des intensités de pluie variant entre 25 et 150 mm/h sur une parcelle expérimentale de 1 m². Une description plus détaillée de l'équipement du mini-simulateur de pluie est proposée dans les lignes qui suivent.

Le mini-simulateur est constitué de trois unités (fig. 86): un système d'arrosage, une parcelle de mesure et le dispositif de récupération (enregistrement). Le système d'arrosage est fixé au sommet d'une tour en forme de pyramide tronquée, de 3.6 mètres de haut. Cette tour permet de fixer une bâche destinée à écarter l'effet du vent sur la répartition spatiale des pluies. Le système d'arrosage est constitué d'un gicleur calibré, monté sur un bras mobile et alimenté en eau à débit constant par une motopompe. Le gicleur a été conçu afin que les gouttes de pluie produites aient une énergie cinétique proche de celles des pluies naturelles. La constance du débit est ajustée manuellement en réglant l'ouverture d'une vanne selon les indications d'un manomètre qui mesure la pression d'admission de l'eau au gicleur. Un mouvement de balancier est imprimé au gicleur par un moteur électrique. Le réglage de l'intensité des pluies se fait en modifiant l'angle de balancement et donc le nombre de passages de l'arrosage sur la parcelle. Plus l'angle de balancement est petit plus les pluies sont intenses. La gamme d'intensités simulées est comprise entre 30 et 150 mm/h.

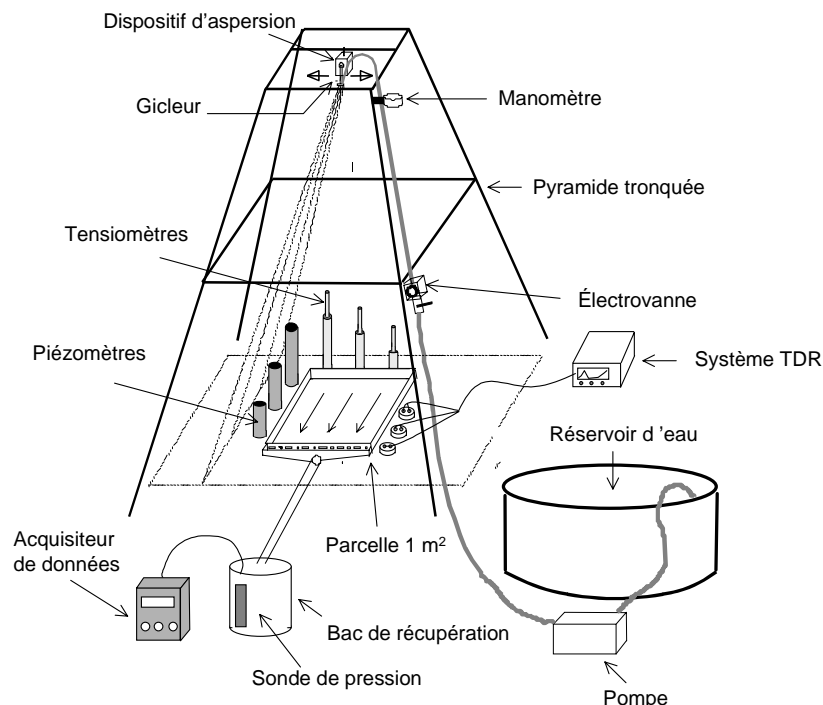


Figure 86. Schéma du mini-simulateur de pluie ORSTOM.

La parcelle d'étude (1 m^2) est limitée par un cadre métallique enfoncé verticalement dans le sol à une profondeur d'environ 5 cm. La face aval du cadre est percée de trous au ras du sol et est munie d'un canal collecteur qui recueille le ruissellement. Ce canal débouche dans une cuve réceptrice calibrée, où est immergée une sonde pression (VEGA; Schiltach, Allemagne). Cette sonde rattachée à un acquiiseur de données du type MADD II (Etrelec, Bussigny, Suisse) permet d'enregistrer toutes les dix secondes la hauteur d'eau dans la cuve. Connaissant la géométrie de la cuve réceptrice, la lame ruisselée est obtenue en calculant les différences de hauteur d'eau entre chaque mesure.

6.2.2 Description de l'expérimentation

Deux sites ont été retenus pour l'application de l'expérimentation avec le simulateur de pluie. A priori selon les connaissances pédologiques, géologiques et hydrologiques du bassin, ces deux sites ont des comportements hydriques contrastés. Le site G qui se situe dans le sous-bassin de Ruzillon est représentatif des zones bien drainées. Par contre le site F, qui se trouve au même emplacement que le site TDR dans le sous-bassin de Bois-Vuacoz, caractérise les zones mal drainées. A chacun de ces deux sites trois parcelles ont été équipées afin d'accueillir le simulateur de pluie. La répétition de la simulation de pluie en plusieurs endroit du même site permet d'estimer la représentativité des résultats et d'évaluer la variabilité spatiale de l'infiltration. Malheureusement pour des raisons techniques, sur le site F seulement deux parcelles ont fait l'objet de simulations de pluie. Afin de pouvoir comparer les résultats entre les sites et entre les parcelles, il est important de définir à l'avance un protocole de mesure devant être respecté à chaque nouvelle expérimentation. Le protocole doit définir la chronologie des différentes averses simulées et leurs caractéristiques (intensité, durée) ainsi que le temps séparant chaque nouvel essai. Pratiquement à cause d'imprévus tels que des pannes techniques, il n'est pas facile de respecter le protocole de mesures. Toutefois, on a essayé de respecter au plus près le protocole suivant:

- Averse à intensité constante.
- Chronologie des intensités: 120, 60, 30 mm/h.
- Durée supérieure au temps nécessaire pour qu'il s'établisse un régime permanent (approximativement 30 minutes).
- Temps entre les essais ~1.5 heure (temps de ressuyage).

Les intensités des pluies simulées sont élevées comparativement aux pluies réelles observées dans la région. Le temps de retour d'une pluie de 30 minutes et d'intensité de 30 mm/h se situe entre 1 et 5 ans pour la région lausannoise (Jaton, 1988). Les courbes d'intensité, durée, fréquence (IDF) n'ont pas été établies pour le bassin de la Haute-Mentue. C'est pour cette raison que la référence est faite à la station de Lausanne de l'Institut Suisse de Météorologie. La station de Lausanne se trouve seulement à une vingtaine de kilomètres au sud du bassin de la Haute-Mentue. La répartition pluviométrique annuelle de cette station est relativement similaire à celle enregistrée sur la Haute-Mentue. La précipitation totale annuelle est cependant inférieure à la station de Lausanne (pluies totales annuelles pour l'année 1991 à la station de Lausanne est de 1064 mm et à la station de Villars-Tiercelin elle est égale à 1265 mm). Les courbes IDF de ces deux stations sont certainement différentes, mais la référence à la station de Lausanne permet de se faire rapidement une idée de la fréquence des pluies simulées. Toujours selon la même

référence une pluie d'intensité de 60 mm/h et d'une durée de 30 minutes correspond approximativement à un temps de retour de 40 ans. Finalement le temps de retour d'une pluie ayant la même durée et une intensité de 120 mm/h a un temps de retour supérieur à 100 ans. Autrement dit les pluies simulées correspondent à des événements relativement exceptionnels pour la région, mis à part les pluies de 30 mm/h et de durée 30 minutes.

Afin de bien comprendre le mécanisme d'infiltration des mesures complémentaires ont été conduites lors des expérimentations avec le simulateur de pluie. Sur chaque parcelle, trois sondes TDR ont été insérées verticalement dans le sol (10, 20 et 30 cm) dans la zone d'aspersion du simulateur juste à côté du cadre métallique (fig. 86). Ces sondes permettent de suivre l'évolution de l'humidité du sol lors de l'averse simulée. Toujours à côté du cadre, trois tensiomètres (10, 30, 80 cm) ont été installés pour suivre la dynamique des forces de succion du sol et suivre éventuellement le front d'humectation. Finalement trois piézomètres, troués seulement sur les 5 derniers centimètres, ont été installés. La profondeur de ces piézomètres sont approximativement de, 10, 40 et 80 cm. En complément, parfois un quatrième piézomètre a été installé. Ce dernier est nommé "spécial", car il est troué sur toute sa longueur (80 cm). Etant donné que les piézomètres n'ont pas été équipés d'un système d'enregistrement automatique, les niveaux d'eau dans les piézomètres ont été relevés seulement avant et après la fin des pluies.

6.2.3 Propriétés physiques et hydriques des sols

Afin de caractériser les propriétés physiques et hydriques des sols en présence, des échantillons non-remaniés de 100 cm³ ont été prélevés à des profondeurs différentes à coté de chacune des parcelles équipées pour recevoir le simulateur de pluie. Les échantillons ramenés au laboratoire ont fait l'objet de plusieurs analyses. Tout d'abord la conductivité hydraulique à saturation de chacun de ces échantillons a été déterminée au moyen d'un perméamètre à charge constante. Suite à cela la porosité des échantillons a été mesurée au moyen d'un pycnomètre à air (porosimètre de Loebell). Finalement, les échantillons ont fait l'objet d'une analyse granulométrique complète. L'ensemble de ces mesures permettent de caractériser les sols des sites F et G.

Le site F se trouve sur un pseudogley à nappe temporaire. Ce sol est constitué de trois horizons principaux. Sous la litière composée de feuilles mortes et de branches, il y a le premier horizon proprement dit du sol, c'est l'horizon O contenant essentiellement des déchets végétaux déjà en grande partie décomposés. L'épaisseur de cet horizon est approximativement de 4 centimètres. Sa porosité avoisine les 65% ce qui est faible pour un horizon organique. En dessous de l'horizon O se trouve l'horizon organo-minéral A, de teinte foncée. La texture de cet horizon est du type limon sableux, sa porosité varie entre 55 et 65% et il s'étend jusqu'à une profondeur de 40-50 centimètres. L'horizon B se trouvant plus en profondeur est du type rédoxique. Il présente des taches de fer oxydé (rouge) et des taches de fer réduit (bleu-gris). Ceci témoigne de la fluctuation de la nappe dans cet horizon.

Le sol du site G est probablement un alocrisol, mais n'ayant pas effectué d'analyses chimiques des horizons il n'est pas possible de l'affirmer. L'horizon organique O qui se situe sous une litière importante a une profondeur avoisinant les 5 centimètres. L'horizon organo-minéral A se situe approximativement entre 5 et 20 cm. Il présente une porosité élevée de l'ordre de 75%. L'horizon structural a une profondeur de plus de 50 cm. Il est de couleur jaune-beige et de texture limono-sableuse. Dans les parties plus

profondes encore du sol, la texture devient sablo-limoseuse, puis sableuse à proximité de la roche-mère.

Les résultats de la détermination de la conductivité hydraulique à saturation K_s avec le perméamètre à charge constante ne sont pas très fiables. A chaque série de mesures chaque échantillon a fait l'objet au minimum de trois mesures. L'erreur relative sur une même série de mesures varie entre 10-15%, ce qui est raisonnable. Par contre lors de la répétition des séries de mesures à quelques jours d'intervalle, les différences entre séries sont beaucoup plus importantes. Elles vont jusqu'à 70%. Les différences entre les échantillons prélevés au même endroit et à la même profondeur sont également importantes, elles peuvent atteindre 70-80%. Ces différences, ces erreurs sont certainement dues à la dimension du système expérimental et à son utilisation, qui est très sensible. Par exemple, les tubes drainant l'eau sortant des échantillons ont un diamètre interne de 1-2 mm, il n'est donc pas facile d'assurer un bon drainage et ainsi de garantir des conditions de charges hydrauliques constantes. Afin de synthétiser les résultats la moyenne des mesures de tous les échantillons prélevés sur le même site et dans le même horizon a été calculée. L'ensemble de ces moyennes sont représentées dans le tableau 30.

Site	0-10 cm	10-20 cm	20-30 cm
F	39.0	35.6	116.0
G	24.4	1490.0	39.7

Tableau 30. Conductivité hydraulique à saturation K_s [mm/h] déterminée par un perméamètre à charge constante.

Les valeurs de conductivité hydraulique à saturation mesurées pour les sols du site F correspondent à l'ordre de grandeur attribué généralement à des texture du type limon sableux. Au site G la conductivité hydraulique à saturation varie assez fortement d'un horizon à l'autre. La structure de la conductivité hydraulique à saturation semble pouvoir être caractérisée par un horizon perméable se situant entre les horizons proches de la surface et les horizons profonds. Face à la mauvaise représentativité des mesures, il faut considérer et interpréter ces résultats avec beaucoup de prudence. La sensibilité du système de mesure ainsi que le petit volume de sol échantillonné sont les deux principaux défauts de ce type de mesure. A ce titre la détermination de la capacité d'infiltration ou de la conductivité hydraulique à saturation sur le terrain par la simulation de pluie semble être une alternative intéressante.

6.2.4 Principaux résultats

Sur l'ensemble de la campagne de mesures menée sur la Haute-Mentue avec le mini-simulateur de pluie, 35 pluies ont été simulées, 24 au site G et 11 au site F. L'ensemble des résultats des simulations est présenté dans l'annexe 12. Dans le tableau 31, seules les simulations respectant le mieux le protocole de mesure sont présentées.

Sur la base de ces résultats, la variabilité spatiale et temporelle de l'infiltration semble être importante. Sur l'ensemble des pluies simulées l'infiltration varie entre 101.39 mm/h et 3.60 mm/h. Cette variabilité est en partie due à un comportement clairement différent entre les sites F et G. L'infiltration au site F est très faible (3.60 - 4.80 mm/h) comparativement à celle du site G (24.40 - 101.39 mm/h).

Parcelle	Date	Durée [min]	Intensité [mm/h]	P [mm]	ti [min]	Lr [mm]	Cr [%]	Rx [mm/h]	Ix [mm/h]
G1	24.04.96	30	116.3	58.1	1.75	7.1	12.1	18.11	98.14
G1	24.04.96	40	116.3	77.5	2.42	15.5	19.9	26.68	89.57
G1	24.04.96	30	59.2	29.6	5.67	3.1	10.6	8.26	50.90
G1	24.04.96	40	28.9	19.3	15.00	0.5	2.6	1.41	27.49
G2	25.04.96	30	113.0	56.5	1.25	4.5	7.9	11.60	101.39
G2	25.04.96	60	113.0	113.0	1.38	15.9	14.1	17.23	95.76
G2	25.04.96	30	57.3	28.7	4.00	1.6	5.7	4.57	52.73
G2	25.04.96	30	27.8	13.9	15.00	0.1	0.9	0.51	27.32
G3	26.04.96	30	116.2	58.1	1.17	17.7	30.4	43.47	72.70
G3	26.04.96	30	116.2	58.1	1.75	20.8	35.8	47.12	69.05
G3	26.04.96	30	58.3	29.2	4.50	4.8	16.4	13.36	44.98
G3	26.04.96	30	28.2	14.1	12.00	0.9	6.5	3.78	24.40
F2 ¹	16.05.96	30	60.0	30.0	10.00	19.3	64.2	?	74.94
F2 ²	16.05.96	30	60.0	30.0	10.00	2.0	6.7	?	10.64
F2 ¹	16.05.96	30	120.0	60.0	8.00	38.6	64.4	?	102.50
F1	23.05.96	30	113.0	56.5	3.00	43.9	77.7	108.2	4.80
F1	23.05.96	30	113.0	56.5	2.50	49.4	87.5	109.2	3.80
F1	23.05.96	30	56.5	28.3	5.00	22.3	78.9	52.9	3.60

P : précipitations totales
 Lr : lame ruisselée
 Rx : ruissellement au régime permanent
 ti : temps entre le début de la pluie et celui du ruissellement
 Cr : coefficient de ruissellement
 Ix : infiltration au régime permanent

Remarques:

¹ Ce n'est plus le ruissellement qui est mesuré, mais le débit du macropore.
² Mesure du débit du macropore, après avoir recouvert toute la surface aspergée sauf la parcelle de 1 m².
 Dans ces deux cas :
 Lr : lame écoulée par le macropore
 Cr : contribution du macropore
 Ix : flux max du macropore

Tableau 31. Synthèse des résultats de la campagne de mesure effectuée sur la Haute-Mentue avec le mini-simulateur de pluie ORSTOM.

L'importante variabilité observée au site G est essentiellement due aux conditions antécédentes d'humidité (fig. 87).

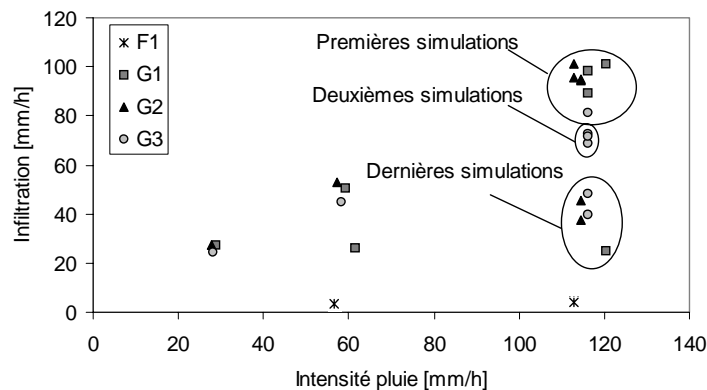


Figure 87. Représentation graphique des principaux résultats obtenus par le simulateur de pluie.

Au site G et pour les intensités de pluie de 120 mm/h, l'infiltration diminue si l'essai est plus tardif dans la chronique des pluies simulées (Annexe 12). L'infiltration évaluée lors de la simulation de pluie de 120 mm/h en conditions humides s'approche certainement de la conductivité hydraulique à saturation. L'estimation de l'infiltration in situ par la simulation de pluie intègre également les écoulements latéraux

qui se produisent dans le sol. Par conséquent l'infiltration au régime permanent diffère probablement de la conductivité hydraulique à saturation verticale (tab. 30). Pour le site G la valeur asymptotique de l'infiltration maximale avoisine les 40 mm/h. Au site F la détermination de la valeur-seuil est plus difficile, car il manque des simulations, mais elle doit probablement avoisiner les 3.6 mm/h. Ces résultats rejoignent les ordres de grandeur des conductivités hydrauliques à saturation déterminées en laboratoire (tab. 30). Les mesures faites avec le simulateur de pluie sont certainement plus représentatives des propriétés hydrauliques réelles que les mesures faites en laboratoire. Par ailleurs, la reproductibilité des mesures par simulation de pluie est bonne, ce qui n'est pas le cas des mesures avec le perméamètre à charge constante. D'une façon générale, l'analyse des propriétés hydrodynamiques des sols par la simulation de pluie est plus facile à interpréter que les mesures faites au laboratoire car elle considère le sol dans son ensemble et caractérise la capacité d'infiltration du sol en un endroit donné par une seule valeur.

Dans la suite du texte, les expérimentations avec le mini-simulateur de pluie seront détaillées. Il est difficile d'effectuer une analyse comparative des mécanismes d'infiltration entre les deux sites étudiés, car le protocole de mesure n'a pas pu être respecté au site F. Par conséquent la présentation des résultats sera faite de façon distincte pour le site G et le site F. Toutefois, à la fin de cette présentation une tentative de comparaison sera proposée.

6.2.4.1 Etude de l'infiltration au site G

Pour illustrer le comportement hydrodynamique du site G, la présentation portera sur le deuxième essai effectué sur la parcelle G3 le 7 mai 1996 (Annexe 12). Le site G se situe tout en amont du sous-bassin de Ruzillon sur la rive droite du cours d'eau principal. Plus précisément la parcelle G3 se situe à environ 24 mètres du cours d'eau principal (coordonnées nationales 543 966 - 160 884) sur un versant à pente modérée (pente $\sim 8^\circ$). L'essai retenu ici correspond à une pluie d'intensité de 116 mm/h et d'une durée de 30 minutes (fig. 88).

L'analyse du profil initial des suctions indique que le sol est plus humide en profondeur qu'en surface (fig. 88). Selon les mesures piézométriques il semblerait que le niveau de la nappe se situe entre 60 et 70 cm en dessous du niveau du sol. Initialement le sol sur les 20 premiers centimètres n'est pas saturé (fig. 88), mais son humidité est tout de même relativement élevée, elle est supérieure à sa capacité de rétention. Le ruissellement sur la parcelle expérimentale de 1 m² s'active 2 minutes seulement après le début de la pluie (fig. 88). La succion du sol à 36 et 90 cm commence à diminuer dix minutes après le début de la pluie. La diminution de la succion est très forte près de la surface. L'humidité du sol s'élève dès le début de la pluie, et elle atteint son niveau maximum seulement 20 minutes plus tard. Le sol proche de la surface semble être totalement saturé à la fin de l'événement. D'ailleurs à ce moment le niveau d'eau dans le piézomètre de 9 cm de profondeur affleure la surface du sol.

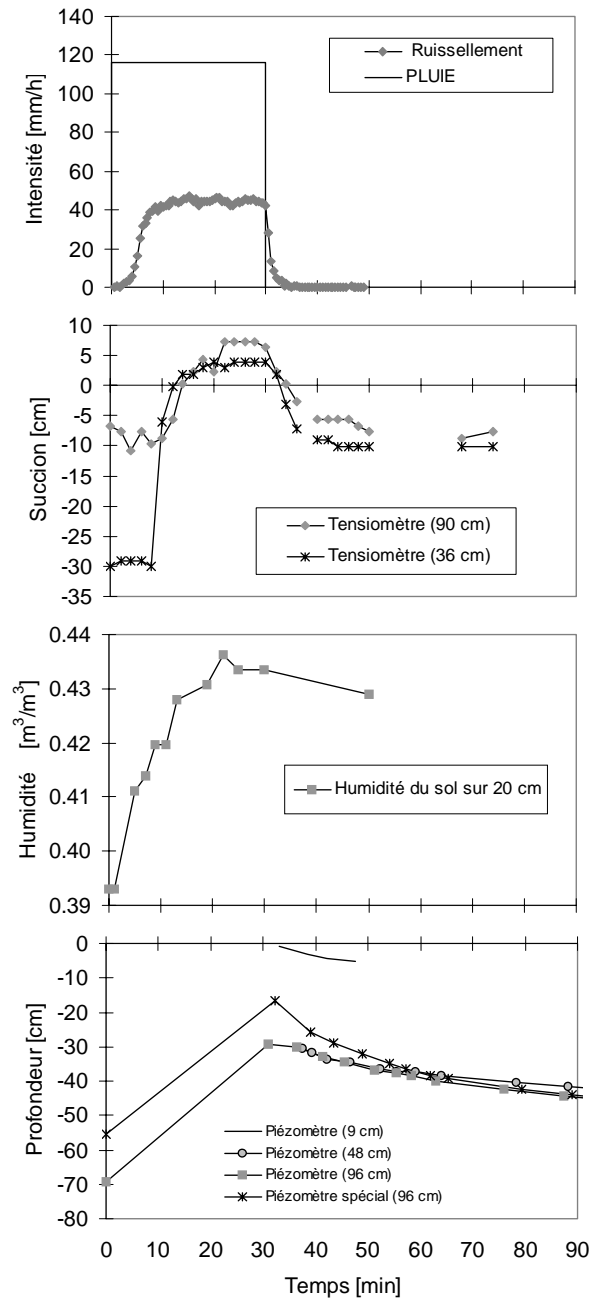


Figure 88. Représentation du ruissellement, de la succion de la matrice du sol, de la teneur en eau et du niveau de la nappe suite à la simulation d'une pluie d'intensité 116 mm/h et de durée de 30 minutes sur la parcelle G3.

La rapide réaction du tensiomètre de 90 cm après le début de la pluie est difficilement explicable. En effet, compte tenu de la conductivité hydraulique verticale du sol l'eau de pluie s'infiltrant dans le sol ne peut pas atteindre une profondeur de 90 cm en seulement dix minutes. Cette réduction de la succion en profondeur ne semble pouvoir être expliquée que par un rééquilibrage du potentiel de pression sur tout le profil du sol. Ce phénomène de propagation d'ondes de pression a été observé dans d'autres études, il est d'ailleurs utilisé pour expliquer le mécanisme de l'effet piston (Hewlett et Hibbert, 1967). Sur la base

des mesures à disposition, il n'est pas possible de confirmer l'existence de ce phénomène dans le cas de la Haute-Mentue. Pour cela il faudrait conduire une expérimentation de plus grande envergure et sur une plus longue période.

Le régime permanent du ruissellement est atteint dix minutes après le début de la pluie. Il est intéressant de constater que les seuils d'humidité maximale et de succion minimale sont atteints 2 à 3 minutes après l'établissement du régime permanent du ruissellement. Globalement l'évolution des profils hydriques dans le sol est très rapide sur ce site. Cette évolution est également rapide suite à l'interruption de la pluie. En effet, le ruissellement cesse complètement après seulement 7 minutes. Ceci est dû principalement à la taille de la parcelle expérimentale mais également aux propriétés hydrodynamiques de la surface du sol et des premiers horizons de ce dernier. La succion augmente très rapidement après la fin de la pluie. La rapide réaction du tensiomètre se trouvant à 90 cm confirme les observations faites au début de l'événement. Compte tenu de la rapidité de la réaction des tensiomètres et de l'abaissement du niveau de la nappe, le sol semble être bien drainé sur toute sa profondeur. Mis à part des conditions de saturation provisoires proches de la surface du sol qui disparaissent 20 minutes après la fin des pluies, il n'y a apparemment pas d'accumulation d'eau dans le sol due à une faible conductivité hydraulique.

Compte tenu des mesures tensiométriques, l'humidité du sol dans les premiers horizons du sol devrait diminuer dès l'interruption des pluies mais en réalité cette dernière ne décroît que très faiblement. A ce propos, il semble important de rappeler que les sondes TDR ont été insérées verticalement dans le sol et ainsi elles fournissent une valeur moyenne pour la longueur de leurs tiges. Ceci explique certainement le fait que l'humidité du sol enregistrée par la TDR ne décroît que faiblement après la fin de la pluie. La teneur en eau sur les 20 premiers centimètres reste inchangée, par contre il est possible que sa répartition verticale soit modifiée, mais ceci ne peut pas être mis en évidence par la configuration du système TDR en place.

Le comportement hydrodynamique observé sur les deux autres parcelles du site G sont globalement identiques. Toutefois, le comportement de la parcelle G3 est légèrement différent par rapport à ceux observés plus haut dans le versant (parcelles G1 et G2). En effet, les capacités d'infiltration des parcelles G2 et G1, se trouvant à une distance approximative respectivement de 47 et de 60 mètres de la rivière, sont plus élevées lorsque les conditions initiales du sol sont non saturées (premiers essais dans les chroniques de pluies, voir Annexe 12 et fig. 87). Etant donné la proximité des parcelles (les distances entre les parcelles varient entre 23 et 46 m), les propriétés physiques générales du sol sont probablement semblables. La différence d'infiltrabilité s'explique alors probablement par le fait que la teneur en eau du sol est en moyenne moins élevée à l'intérieur du versant qu'au bas du versant où la nappe est moins profonde. Cette différence de comportement diminue d'ailleurs quand l'humidité du sol s'élève (Annexe 12).

6.2.4.2 Etude de l'infiltration au site F

Le site F se situe en aval du sous-bassin de Bois-Vuacoz sur la rive droite de la Corbassière. Les trois parcelles expérimentales ont été installées en forêt. Le pente du terrain sur le site d'expérimentation varie entre 6° et 7°. L'installation des cadres métalliques délimitant la parcelle expérimentale de 1 m² a été difficile à cause du réseau dense de racines réparties horizontalement dans les premiers horizons du sol.

Le premier cas présenté pour illustrer le comportement hydrodynamique du site F correspond à la première pluie simulée le 17 mai 1996 sur la parcelle F1 (Annexe 12). Cette parcelle se situe à une centaine de mètres du cours d'eau principal (coordonnées nationales 544 716 - 160 223). La pluie simulée avait une intensité de 53.5 mm/h et sa durée a été de 30 minutes (fig. 89).

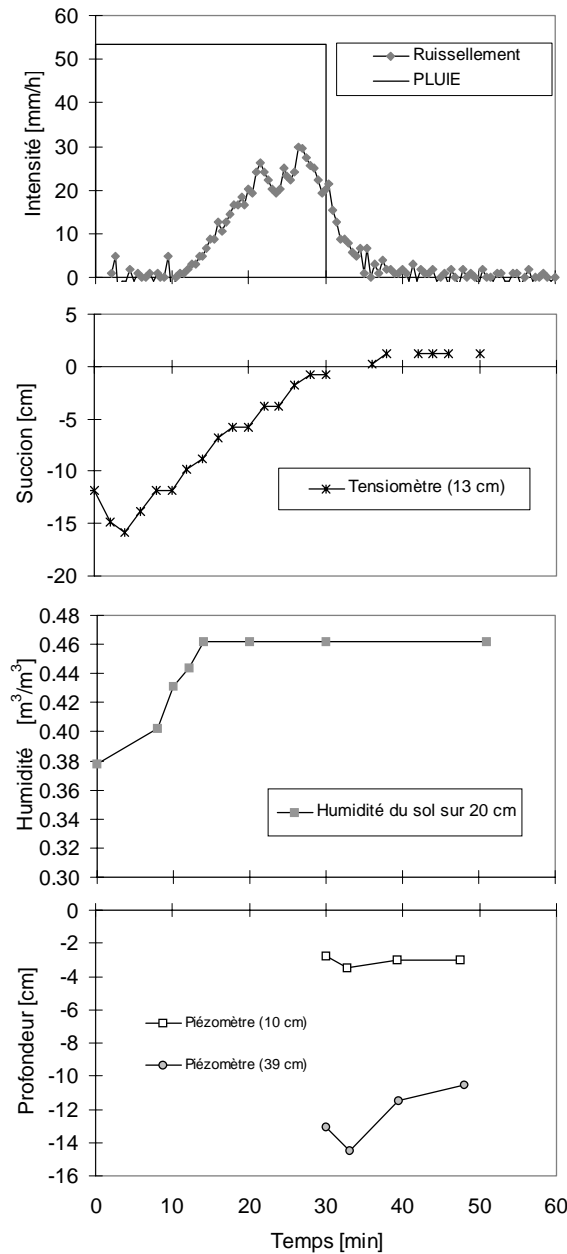


Figure 89. Représentation du ruissellement, de la succion de la matrice du sol, de la teneur en eau et du niveau de la nappe suite à la simulation d'une pluie d'intensité 53.5 mm/h et d'une durée de 30 minutes sur la parcelle F1.

Les conditions initiales d'humidité de cet essai sont relativement élevées. Avant le début de la simulation de la pluie la nappe se trouvait à une profondeur approximative de 26 centimètres. Sur ce site, il apparaît fréquemment en périodes humides une nappe temporaire proche de la surface, car les horizons organo-minéral A et minéral Bg sont peu perméables. Initialement la succion matricielle du sol à une profondeur

de 13 cm est peu importante (fig. 89), par conséquent le déficit par rapport à la saturation est limité. Ceci est confirmé par la mesure TDR. La teneur en eau moyenne sur les 20 premiers centimètres du sol avant le début de la pluie est de $0.38 \text{ m}^3/\text{m}^3$ (fig. 89).

Le ruissellement commence 9 minutes après le début de la pluie (fig. 89). La réaction du tensiomètre est alors quasiment instantanée. Etrangement pendant les quatre premières minutes la succion dans le sol augmente (fig. 89). Il est difficile de trouver une explication à ce phénomène. Après cette légère croissance la succion diminue constamment et atteint le niveau zéro approximativement 30 minutes plus tard. L'humidité du sol sur les 20 premiers centimètres du sol augmente rapidement après le début de la pluie (fig. 89). Elle atteint son niveau maximum seulement après 14 minutes. Le ruissellement a de la peine à se stabiliser même après vingt minutes. A vrai dire, tout le ruissellement n'est pas collecté. Il y a de l'eau qui passe sous le bord aval du cadre métallique. Cela provient du fait que le cadre ne peut pas être enfoncé suffisamment dans le sol à cause de la présence de racines. Le ruissellement présenté dans la figure 89 est donc inférieur au ruissellement réel. La même expérimentation a été répétée cinq jours plus tard en plaçant auparavant un joint étanche tout autour du cadre. Dans ce cas pour une pluie d'intensité de 56.5 mm et d'une durée de 30 minutes, le ruissellement est beaucoup plus important (fig. 90).

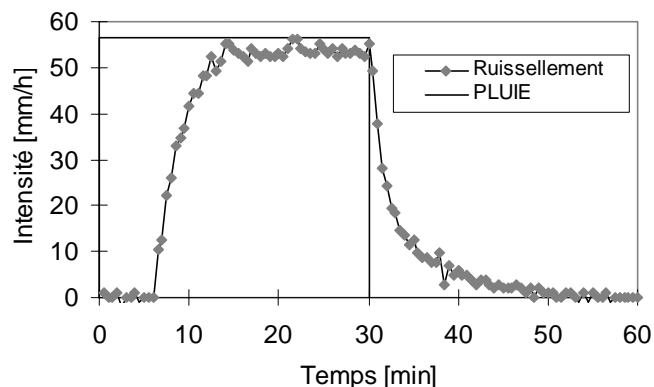


Figure 90. Ruissellement sur la parcelle F1 lors du troisième essai du 23 mai 1996.

Il faut tout de même remarquer que les conditions initiales d'humidité de cet essai sont plus élevées que lors de l'essai du 17 mai 1996. En effet, l'humidité du sol moyenne sur les vingt premiers centimètres était de $0.43 \text{ m}^3/\text{m}^3$ avant le début de la pluie. Avant le début de cet essai, une nappe perchée temporaire se situe à 5-6 centimètres sous le niveau du sol. Plus en profondeur, il y a une nappe à environ 31-32 cm.

Suite à l'essai du 17 mai 1996 illustré dans la figure 89, la succion de la matrice du sol se maintient longtemps à un niveau proche de zéro. Vingt minutes après la fin de la pluie aucune augmentation de la succion n'est observée. A ce propos, il faut se rappeler que dans le cas du site G l'augmentation de la succion a débuté dès l'arrêt de la pluie (fig. 88). Le niveau d'humidité du sol mesuré par la sonde TDR reste également constant sur les vingt premières minutes suivant la fin de la pluie. Les vingt premiers centimètres du sol sont pour ainsi dire saturés. Une nappe temporaire s'est d'ailleurs formée. En effet dans le petit piézomètre (10 cm de profondeur), le niveau d'eau se situe à une profondeur de 3 cm. Cette nappe ne disparaît pas rapidement dès la fin de la pluie comme c'était le cas sur la parcelle G3 (fig. 88). Après vingt minutes le niveau d'eau dans le petit piézomètre reste pratiquement inchangé. Plus

profondément, une deuxième nappe a été repérée. La profondeur de cette nappe tout de suite après la fin de la pluie est de 13 cm. Le niveau de cette nappe vingt minutes après la simulation est supérieur à celui observé juste après l'interruption de la pluie. Cette élévation du niveau de la nappe est vraisemblablement provoquée par l'arrivée des eaux d'infiltration.

Concernant les essais effectués sur le site F1, il semble important de relever le fait que la différence entre la pluie totale et le ruissellement ne correspond plus à la capacité d'infiltration du sol. En effet, étant donné que lors des essais le niveau de saturation du sol se situe près de la surface et que les horizons profonds du sol sont peu perméables, la capacité d'infiltration verticale des pluies est très faible. Par conséquent, on ne mesure plus vraiment l'infiltrabilité du sol mais probablement sa capacité à transmettre un flux latéral d'eau.

Le comportement hydrodynamique observé sur la parcelle F2, se situant à une vingtaine de mètres de la parcelle F1 sur le même versant, est complètement différent. Le comportement de la parcelle F2 est illustré ci-dessous par le premier essai effectué le 16 mai 1999 (fig. 91).

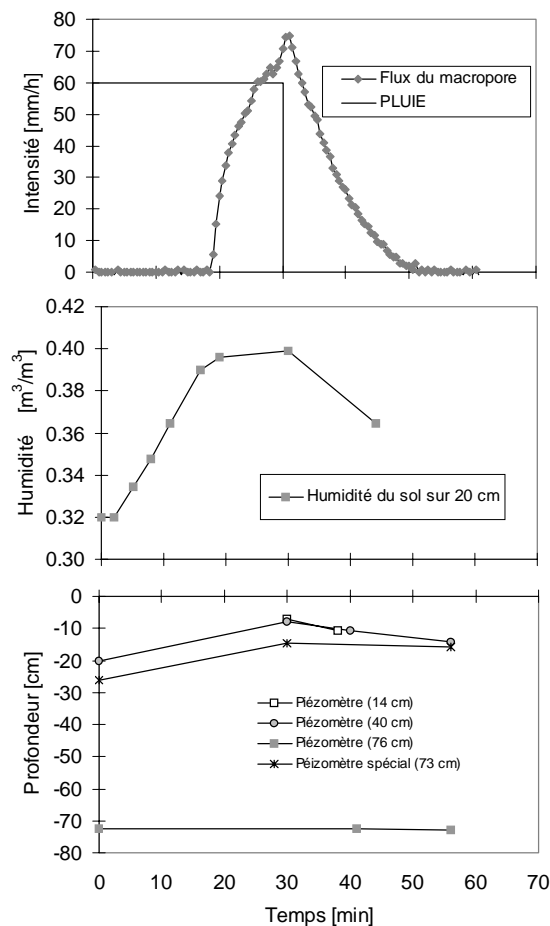


Figure 91. Flux du macropore, teneur en eau et niveau de la nappe lors de la simulation d'une pluie d'intensité 60 mm/h et de durée de 30 minutes sur la parcelle F2.

L'intensité de la pluie simulée est de 60 mm/h et la durée est de 30 minutes. Malheureusement aucune mesure tensiométrique n'est à disposition pour cet événement. Les conditions antécédentes d'humidité sont plus ou moins similaires à celle de l'essai effectué sur la parcelle F1 qui est présenté dans la figure

89. En effet, la teneur en eau moyenne des vingt premiers centimètres du sol de la parcelle du site F2 est de $0.32 \text{ m}^3/\text{m}^3$ (fig. 91). Initialement il semble y avoir une nappe perchée qui surmonte une nappe plus profonde. La profondeur de la nappe perchée se situe entre 20 et 30 centimètres. Le niveau de la nappe profonde sous la surface du sol est de -72 cm.

Lors de la simulation de la pluie aucun ruissellement n'a été observé. Toute l'eau s'infiltrait dans le sol. Comparativement au comportement observé sur la parcelle F1, cette réaction semblait inexplicable. Mais par chance un macropore (1-2 centimètres de diamètre) drainant la parcelle expérimentale et débouchant sur la tranchée creusée pour accueillir le système de récupération des eaux de ruissellement a été repéré. Face à cette situation le système a été adapté pour mesurer le flux d'eau provenant du macropore plutôt que le ruissellement de la parcelle. Le flux du macropore est représenté dans la figure 91. L'eau commence à sortir du macropore après 17 minutes. A partir de ce moment le flux croît très rapidement et atteint son niveau maximum de 75 mm/h. A la fin de la pluie la quantité d'eau drainée par le macropore dépasse celle aspergée strictement sur la parcelle expérimentale. Par conséquent, on en déduit que le macropore draine une surface supérieure à 1 m^2 . Il est probable que la capacité de drainage soit encore plus élevée que celle observée. Afin d'évaluer cette capacité, un essai avec une pluie de 120 mm/h et d'une durée de 60 minutes a été effectué (Annexe 12). Dans ces conditions le flux maximum du macropore a été estimé à 103 mm/h.

Dans la figure 91, on observe que l'humidité du sol augmente dès le début de la pluie et atteint pratiquement son maximum après 16 minutes. Il est intéressant de noter que c'est justement à ce moment que le débit du macropore débute. Il semblerait que le macropore commence à drainer l'eau du sol seulement au moment où il est saturé. Ceci semble cohérent étant donné que pour que l'eau passe du sol au macropore il faut que la succion matricielle soit nulle. Après la fin de la pluie l'humidité du sol chute très rapidement. Le niveau de la nappe perchée s'approche encore fortement de la surface du sol suite à la pluie simulée. Un dizaine de minutes après la fin de la pluie le niveau de la nappe perchée s'abaisse. Il semble important de rappeler ici que sur le site F1, pratiquement aucune diminution de l'humidité et baisse de la nappe n'ont été observées 30 minutes après l'interruption de la pluie. La nappe profonde reste toujours au même niveau (fig. 91) même 60 minutes après le début de la pluie. Elle ne semble pas être influencée par la pluie appliquée en surface. De par ces observations il semblerait que l'eau contenue dans le sol proche de la surface soit drainée horizontalement par les macropores. La différence de capacité d'infiltration et de drainage entre les parcelles F1 et F2 pourrait alors être expliquée par la présence ou non de macropores.

6.3 Synthèse concernant le suivi des facteurs influant sur le régime hydrique

L'objectif des campagnes de mesures menées avec la TDR et l'infiltromètre à aspersion était d'identifier quels sont les processus à l'origine des crues ou plus précisément des modes de comportement hydrologique mis en évidence par l'application du traçage environnemental.

L'expérimentation de TDR a permis de montrer clairement une différence de comportement hydrique entre les saisons humides et sèches. Pendant les mois secs, de juin à août, le processus contrôlant la

teneur en eau du sol est essentiellement l'évapotranspiration. Etant donné que pendant ces mois l'évapotranspiration est très forte, la dynamique d'assèchement des sols est spatialement très homogène. Concernant les variations d'humidité dans le sol à cette époque, de grandes différences sont observées entre les différents points sondés lors de l'humidification due aux pluies. La croissance de la teneur en eau n'est pas proportionnelle à l'état initial d'humidité. Une partie de la variabilité spatiale de l'humidité du sol à l'échelle locale pendant les mois d'été est peut-être due aux arbres ou plus particulièrement à leurs racines. Afin de tester cette hypothèse, il serait intéressant alors de relever la position des arbres et de mettre cette information en relation avec la variabilité spatiale de la teneur en eau.

En périodes humides le comportement hydrique est pour ainsi dire inverse. L'humidité du sol après une pluie est généralement très homogène. Globalement le sol est saturé. Par contre, l'assèchement ou la vidange du sol pendant les mois humides est spatialement très hétérogène. Deux points d'observation distants de quelques mètres peuvent présenter des dynamiques de vidange de l'eau du sol complètement différentes. En résumé, mis à part lors de périodes très humides ou très sèches, la teneur en eau du sol est généralement très variable. Ceci a été confirmé par une analyse détaillée de la variabilité spatiale de l'humidité du sol. Cette analyse, qui a été construite essentiellement sur l'établissement des variogrammes de la teneur en eau du sol dans des conditions d'humidité caractéristiques, a montré que la teneur en eau a une corrélation spatiale très faible. A vrai dire il semblerait que les points distants de plus de 4 mètres l'un de l'autre ne présentent plus de corrélation.

En terme de processus, les observations faites au cours de cette expérimentation TDR semblent cohérentes avec les modes de comportement identifiés lors de l'application du traçage environnemental: soit, qu'en périodes sèches l'écoulement de crue est essentiellement composé d'eau de pluie et d'eau de la nappe et qu'en périodes humides l'eau du sol domine la génération des crues. En effet en périodes humides, la teneur en eau du sol varie essentiellement entre sa capacité de rétention et son seuil de saturation. De ce fait, l'eau du sol constitue à cette époque un réservoir potentiel important. Il reste toutefois à savoir si cette eau a le temps d'être acheminée suffisamment rapidement à la rivière et ainsi de contribuer à la génération des crues. L'importante variabilité spatiale observée lors du drainage des sols en périodes humides semble indiquer que les écoulements à travers le sol ne sont pas homogènes et que la répartition de l'eau du sol dépend des contrôles très locaux. La variabilité spatiale de la dynamique de vidange de l'eau du sol, mise en évidence par les mesures TDR pourrait bien être due à des écoulements préférentiels. Cette hypothèse est intéressante car, comme cela a été dit lors de l'interprétation des expérimentations de traçage environnemental, elle permettrait d'expliquer la rapide contribution de l'eau du sol. En effet, vu les faibles conductivités hydrauliques à saturation du sol, l'eau contenue dans le sol n'a certainement pas le temps de rejoindre la rivière par des écoulements diffus à travers la matrice du sol et ainsi de contribuer à la génération des crues.

L'expérimentation avec le mini-simulateur de pluie a été conduite pour estimer la capacité d'infiltration des sols. Cette expérimentation a permis de montrer que la capacité des sols à transmettre un flux d'eau varie fortement dans l'espace. Cette variabilité spatiale est à mettre en relation avec la nature des sols et indirectement probablement avec la lithologie. Par exemple, le flux d'eau transitant à travers le sol au régime permanent du sol brun du site G (~ 90 mm/h) est nettement supérieur à celui de l'alocrisol du site F (~ 4 mm/h). La variabilité de la capacité des sols à transmettre un flux d'eau est également importante à l'échelle des versants. Par exemple en conditions sèches sur la parcelle se situant en bas de pente du site G, le flux d'eau transitant à travers le sol est plus faible que celui des parcelles se situant plus haut

sur le versant. Cette différence est certainement due aux conditions de saturation plus proches de la surface du sol observées en bas de versant. Les différences de comportement hydrodynamique des sols ont été beaucoup plus fortes sur le site F. En effet, sur deux parcelles distantes l'une de l'autre d'environ 20 mètres, le flux d'eau du sol au régime permanent lors de la simulation d'une pluie de 60 mm/h avoisine dans un cas les 4 mm/h et dans l'autre les 60 mm/h. Dans les deux cas, à cause de la faible perméabilité des horizons rédoxiques Ag et Bg, l'eau a tendance à s'accumuler près de la surface et à former une nappe temporaire. La différence de flux est due à la présence d'un macropore de 1 à 2 centimètres de diamètre. Le volume d'eau drainé par ce macropore est très important. Il semblerait que le flux maximum qu'il parvient à transmettre soit proche de 100 mm/h. A la fin de la pluie, le macropore continue à drainer les premiers horizons du sol. En effet, l'humidité du sol sur les premiers centimètres ainsi que le niveau de la nappe temporaire décroissent rapidement après la fin de la pluie.

Au vu des résultats obtenus lors de cette analyse et des observations faites sur le terrain, il semblerait que les écoulements par macropores soient effectifs sur la Haute-Mentue. Si tel était le cas, ils pourraient expliquer d'une part la variabilité spatiale de l'humidité du sol observée lors de l'expérimentation TDR et d'autre part la rapide et importante contribution de l'eau du sol observée lors de l'application du traçage environnemental. L'importance et le rôle des écoulements par macropores dans la genèse des crues sur la Haute-Mentue seront analysés plus en détail dans le chapitre suivant.

Identification des processus hydrologiques par l'association du traçage environnemental aux observations locales

L'objectif de cet avant-dernier chapitre est d'établir un modèle conceptuel du comportement hydrologique du bassin de la Haute-Mentue. Ce chapitre constitue en quelque sorte une synthèse des chapitres précédents. En effet, il est construit sur la base de l'information recueillie tout au long de cette étude. Les résultats des différentes expérimentations de terrain seront synthétisés et mis en parallèle. L'association d'observations de nature différente devrait constituer un apport d'information conduisant à une amélioration de l'identification des mécanismes hydrologiques.

Plus précisément, le but de ce chapitre est d'expliquer en termes de processus les réponses hydrochimiques mises en évidence par l'application du traçage environnemental. Dans un premier temps, une revue des processus qui ont été proposés dans la littérature pour expliquer l'importante contribution de l'eau de subsurface à la génération des crues sera entreprise. Suite à cela, les processus responsables des réponses hydrologiques et chimiques du bassin de la Haute-Mentue seront étudiés. Tout d'abord, on tentera d'évaluer la dimension des facteurs physiques et des mécanismes qui contrôlent les écoulements d'eau à travers le bassin versant. Est-ce que les écoulements sont contrôlés par des facteurs à l'échelle du versant (ex: écoulements diffus) ou à l'échelle locale (ex: écoulements par macropores)? Plus concrètement, afin d'expliquer les importantes contributions de l'eau du sol à la génération des crues, observées lors de la décomposition des hydrogrammes, trois hypothèses alternatives seront testées:

- les écoulements d'eau à travers le sol sont contrôlés par leur propriétés physiques,
- l'eau est acheminée vers la rivière par des écoulements locaux, qui sont induits par la microtopographie du terrain,
- les écoulements d'eau à travers le sol se font à travers le système de macropores.

Ces hypothèses ont été formulées selon les connaissances du terrain et les observations faites au cours de cette étude.

7.1 Revue des processus hydrologiques proposés dans la littérature

D'une façon générale, les applications du traçage environnemental dans les régions à climat tempéré humide ont démontré que les crues sont générées en grande partie par de l'eau de subsurface qui est présente dans le bassin avant le début des précipitations (Bonell, 1993; Buttle, 1994). Toute une variété d'explications a été proposée pour expliquer cette importante contribution des eaux préexistantes (Buttle, 1994). Parmi les explications les plus citées dans la littérature aucune n'est entièrement satisfaisante dans le cas particulier de la Haute-Mentue (cf. § 2.1 et 2.3).

Selon les observations faites lors de l'expérimentation avec le mini-simulateur de pluie (cf. § 6.2), il semblerait que les écoulements par macropores soient actifs sur le bassin de la Haute-Mentue. Toutefois, dans l'état actuel des connaissances il ne semble pas possible d'expliquer les importantes contributions de l'eau de subsurface uniquement par les écoulements par macropores. En effet, l'estimation de la contribution de ce mécanisme à l'acheminement des eaux de subsurface vers la rivière lors des crues est difficile. Elle dépend d'une part de la vitesse de déplacement des eaux et d'autre part de l'importance du réseau des macropores. A ce sujet, on ne sait pas s'il est suffisamment bien développé pour drainer les eaux à l'intérieur du versant vers la rivière. De plus, il subsiste un doute concernant la signature chimique des eaux transitant à travers les macropores. Buttle et Peters (1997) constatent que la signature chimique de l'eau transitant à travers le sol par des écoulements préférentiels est appauvrie en silice par rapport à celle de l'eau du sol échantillonnée par des tensiomètres. Cela est dû au fait qu'une partie des écoulements préférentiels est composée de l'eau de pluie. McDonnell (1990) quant à lui a montré que les macropores pouvaient acheminer rapidement une grande quantité d'eau ancienne vers la rivière et contribuer ainsi à la génération des crues.

Mis à part les écoulements par macropores, la majorité des processus invoqués dans la littérature pour expliquer l'importante contribution de l'eau préexistante ou de subsurface suppose que l'eau s'écoule de façon diffuse à travers le sol. Ce type d'écoulements est décrit par l'équation de Richards (Musy et Soutter, 1991). L'accroissement des écoulements de subsurface est produit alors soit par une élévation de l'humidité du sol, soit par une augmentation du gradient hydraulique. Le processus d'accroissement de la transmissivité latérale par la saturation du sol (cf. § 2.1.2) et celui de l'intumescence de la nappe (cf. § 2.1.2) sont construits respectivement sur ces deux principes. D'autres processus tels que l'effet piston (cf. § 2.1.2) ont été proposés, mais le fonctionnement de ces mécanismes n'est pas suffisamment bien détaillé physiquement pour pouvoir les considérer comme des explications satisfaisantes de l'augmentation du flux des eaux de subsurface.

Le problème essentiel de ces mécanismes est la grandeur des conductivités à saturation nécessaires pour expliquer l'importante contribution des eaux de subsurface à la génération des crues par des écoulements diffus à travers la matrice du sol. Ces valeurs de conductivité dépassent très largement celles observées sur le terrain. En effet, pour un événement particulier observé à Bois-Vuacoz, Iorgulescu (1997) a estimé que la conductivité hydraulique à saturation du sol devait être de 10 m/h si l'eau de subsurface rejoint le

réseau hydrographique permanent uniquement par des écoulements diffus à travers la matrice du sol. A titre de comparaison la plus grande infiltration au régime permanent observée lors de l'expérimentation avec le mini-simulateur de pluie menée sur la Haute-Mentue avoisine les 100 mm/h (cf. § 6.2, tab. 31). Autrement dit, il ne semble pas possible d'expliquer les flux d'eau de subsurface uniquement par des écoulements diffus à travers le sol le long du réseau hydrographique permanent. La contribution de ces mécanismes peut toutefois être largement augmentée s'ils sont associés à un phénomène d'expansion du réseau hydrographique comme le suggèrent Swistock et al. (1989).

D'une façon générale les concepts d'expansion des zones contributives ou du réseau hydrographique (Hewlett, 1961) offrent un bon cadre théorique pour expliquer les importants écoulements de subsurface. Dans le concept original de Hewlett les zones contributives sont contiguës au réseau hydrographique. Toutefois des études ont montré que des surfaces saturées à l'intérieur du bassin versant peuvent également contribuer à l'écoulement rapide si elles sont connectées au réseau hydrographique (Ward et Robinson, 1990). Bazemore et al. (1994) suggèrent que l'expansion des surfaces saturées à l'intérieur des versants s'effectue par seuil. Avant le début d'un événement pluie-débit, les surfaces saturées sont localisées dans les parties basses des versants le long du réseau hydrographique permanent. Quand les précipitations atteignent un certain volume et une certaine intensité, le sol situé au-dessus de la roche-mère se sature. Par endroits où le sol est relativement peu profond, la saturation peut atteindre la surface du sol formant ainsi des surfaces saturées isolées sur les versants. Lorsque la saturation atteint un certain seuil, des écoulements de surface relient ces zones au réseau hydrographique, ce qui facilite la mobilisation et l'acheminement rapide de l'eau du sol (écoulement de retour) vers la rivière. Selon Bazemore et al. (1994) les écoulements de surface sont contrôlés par la microtopographie et probablement par l'épaisseur du sol.

Arrivant aux mêmes conclusions concernant l'explication des écoulements de subsurface par les processus hydrologiques habituellement proposés dans la littérature, Iorgulescu (1997), s'inspirant du concept de Bazemore et al. (1994), a proposé un nouveau mécanisme afin d'expliquer l'importante contribution des eaux de subsurface. Ce mécanisme est présenté de façon détaillée dans le paragraphe ci-après.

7.1.1 Hypothèse des circulations locales induites par la microtopographie

L'hypothèse des circulations locales induites par la microtopographie a été proposée par Iorgulescu (1997) afin d'expliquer les importantes contributions de l'eau de subsurface observées lors de la décomposition des hydrogrammes de la Haute-Mentue. Cette hypothèse a été construite essentiellement à partir de la considération théorique de deux concepts. Le premier est celui de Bazemore et al. (1994), qui a été décrit dans le paragraphe précédent et le second est celui de Tóth (1963). Ce dernier a montré que la topographie des bassins versants induit des systèmes d'écoulements de subsurface complexes (système local, intermédiaire ou régional). La théorie de Tóth (1963) a été développée pour l'échelle hydrogéologique. L'originalité de l'hypothèse de Iorgulescu (1997) est d'avoir supposé que des structures similaires d'écoulement se développent à une échelle plus locale pendant de courtes périodes (échelle des événements pluie-débit). Dans ce cas la microtopographie, définie comme ayant une échelle verticale décimétrique et latérale de l'ordre du mètre, est supposée induire des systèmes d'écoulements

à l'échelle du versant (Iorgulescu et al., 1997).

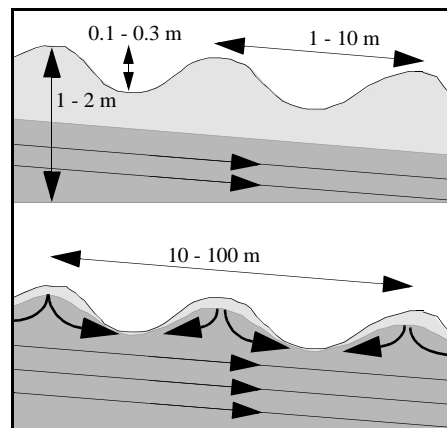


Figure 92. Schéma conceptuel des mécanismes d'écoulements locaux induits par la microtopographie (adapté de Iorgulescu, 1997)

Pour que ce mécanisme se déclenche il faut que suite aux précipitations la nappe s'approche rapidement de la surface du sol sur la partie haute de la microtopographie. Il faut donc qu'initialement le déficit de saturation dans ces zones soit réduit. Les différences de niveau de la nappe entre les parties hautes et basses de la microtopographie entraînent alors la formation d'écoulements locaux qui se concentrent dans les dépressions du terrain. Le phénomène responsable du déclenchement des écoulements locaux s'inspire en fait à la fois du principe du mécanisme d'intumescence de la nappe (Sklash et Farvolden, 1979) et de celui du concept de l'accroissement de la transmissivité latérale par la saturation du sol (Bishop, 1991).

Il semble intéressant de relever ici le fait que le mécanisme d'écoulements locaux induits par la microtopographie incisée, proposé par Elsenbeer et al. (1995) afin d'expliquer les proportions élevées d'eau du sol en conditions antécédentes humides sur le bassin expérimental de South Creek, peut être ramené au même cadre conceptuel.

Jusqu'à présent l'hypothèse des circulations locales induites par la microtopographie n'a pas été validée. Toutefois des mesures à l'intérieur des versants, en particulier l'enregistrement des hauteurs piézométriques, semblent cohérentes avec le principe de ce nouveau concept. En effet, Iorgulescu (1997) a observé que l'élévation de la nappe suivant un événement pluvieux est très rapide même pour les points d'observations localisés à l'intérieur du versant. De plus, en conditions humides, le niveau de la nappe est proche de la surface du sol sur une grande partie du bassin versant. Dans la suite de ce chapitre cette hypothèse sera testée de façon formelle par des mesures sur le terrain (cf. § 7.3.2) afin de la valider ou de l'infirmier.

7.2 Association de mesures de natures différentes

Chaque type de mesure a un domaine spécifique d'utilisation et d'interprétation. L'application du traçage environnemental offre une vision globale des processus hydrologiques à l'échelle du bassin versant, mais elle ne permet pas de spécifier par quels mécanismes l'eau des versants est acheminée à la

rivière. Les mesures ponctuelles, telles que la TDR, permettent d'observer à l'intérieur des versants des propriétés ou des phénomènes très spécifiques qui ont un lien avec les mécanismes d'acheminement de l'eau. L'interprétation de ce type de mesure est à vrai dire très réduite. En effet, ces dernières ne fournissent qu'une information très partielle qui est difficile à étendre au-delà des points d'observations et à interpréter en terme de processus.

D'une façon générale il semble impossible d'identifier des processus hydrologiques par l'application d'un seul type de mesures. Il semble donc que le seul moyen d'améliorer la compréhension du fonctionnement hydrologique des bassins versants passe forcément par l'association d'information de nature différente (ex: globale telle que le traçage environnemental ou locale telle que la TDR), ce qui devrait permettre de contraindre les interprétations et réduire ainsi les problèmes d'équifinalité (Ambroise, 1998).

7.2.1 Traçage environnemental - TDR - piézomètres - simulateur de pluie

Puisque les réponses hydrologiques du bassin de la Haute-Mentue sont apparemment liées aux conditions antécédentes d'humidité (cf. § 5.5), il semble particulièrement intéressant d'associer les mesures TDR à l'application du traçage environnemental (Joerin et al., 1999a). Afin de pouvoir comparer parfaitement les résultats des différentes expérimentations il est important qu'elles recouvrent strictement les mêmes périodes d'observations. Dans le cas présent la comparaison des résultats du traçage environnemental et de la TDR sera faite pour tous les événements hydrologiques qui se sont produits dans le bassin de Bois-Vuacoz au cours du mois de novembre 1997.

Au cours des mois de septembre et octobre 1997 il a plu 106.4 mm. Pendant les mois d'automne le stock d'eau dans le bassin a tendance à s'élever (fig. 73) car l'évapotranspiration est réduite (fig. 74) et les précipitations sont importantes. Toutefois, l'état d'humidité du bassin de Bois-Vuacoz le 5 novembre 1997 (début de la période d'étude) n'est pas très élevé. En effet, la teneur en eau du sol ce jour-là varie entre 0.30 et 0.45 [m^3/m^3]. Au cours de la période d'étude les conditions hydriques du bassin s'élèvent fortement. La pluie totale entre le 5 novembre et le 2 décembre 1997 est de 96.6 mm, l'évapotranspiration actuelle avoisine les 16 mm et la lame d'écoulement totale est de 37.2 mm.

La décomposition des hydrogrammes observés à l'exutoire du bassin de Bois-Vuacoz pendant la période d'étude a été obtenue grâce à l'application du modèle AIDH (cf. § 4.2). Etant donné qu'une longue période (7 jours) sans précipitations précède le début des événements hydrologiques étudiés, la signature chimique de la nappe profonde a été définie à partir du débit de base échantillonné avant le 5 novembre 1997 en faisant une distinction pour chaque bassin versant. Les définitions chimiques des composantes "précipitations directes" et "eau du sol" ont été établies à partir de l'ensemble des échantillons récoltés depuis 1993. Autrement dit aucune variabilité spatiale ou temporelle n'a été considérée pour la définition de ces deux composantes.

La décomposition des hydrogrammes du mois de novembre 1997 est généralement de bonne qualité (fig. 93). En effet, l'incertitude de la détermination des contributions des composantes à la génération des crues est relativement limitée (voir différences interquartiles $Q(0.75)$ - $Q(0.25)$ des composantes dans la

figure 93). Ainsi il est possible de clairement identifier le comportement hydrologique du bassin versant de Bois-Vuacoz au cours de cette période.

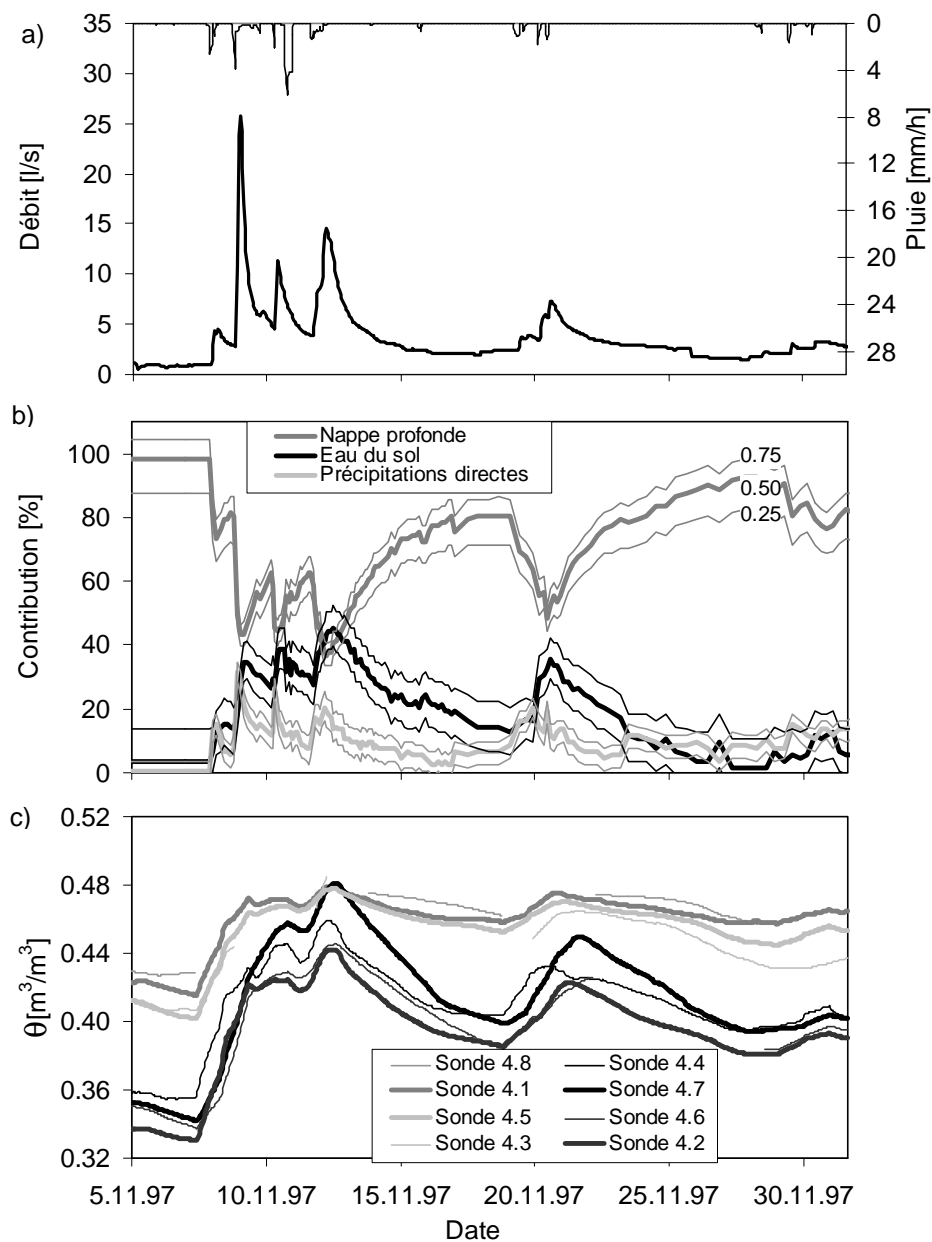


Figure 93. Réponses hydrologiques observées à Bois-Vuacoz entre le 5 novembre et le 2 décembre 1997 a) relation pluie-débit b) séparations des hydrogrammes présentées sous forme de quartiles (0.75, 0.50 et 0.25) c) mesures continues de l'humidité du sol par 8 sondes verticales (longueur 30 cm).

Les écoulements de l'eau de la nappe dominent la génération du débit (NP 36% - 99%) pratiquement tout au long du mois de novembre. La réponse hydrologique du bassin de Bois-Vuacoz observée ici correspond bien avec celles mises en évidence dans le paragraphe 5.3. Initialement en conditions antécédentes sèches, l'eau provenant de la nappe profonde domine la génération de la crue (fig. 93). Lors du premier événement du mois de novembre la contribution de l'eau du sol est pratiquement égale à celle des précipitations directes. La contribution de l'eau du sol intervient simplement un peu plus tardivement. Puis au fil des événements la contribution de l'eau du sol augmente pour finalement

dominer la génération de la crue du 13 novembre (PD 13%, SA 46% et NP 41%).

Concernant les séries temporelles d'humidité du sol, deux types de dynamique peuvent être distingués (fig. 93). Pour le premier groupe de sondes (sondes: 4.4, 4.7, 4.6 et 4.2) l'humidité du sol augmente beaucoup plus fortement que dans le deuxième (sondes: 4.8, 4.1, 4.5 et 4.3). En effet, les humidités maximales des deux groupes sont très proches, mais initialement l'humidité du sol pour le premier groupe est nettement inférieure à celle du deuxième. Le temps de réaction est dans les deux cas plus ou moins similaire. A partir du début des précipitations la teneur en eau maximale est atteinte après 15 à 17 heures. A ce moment en particulier, la variabilité spatiale de l'humidité du sol est minimale. Les dynamiques d'assèchement des sols sont également fortement hétérogènes. Les sondes attribuées au premier type de dynamique présentent une décroissance beaucoup plus forte que les sondes attribuées au deuxième type de dynamique. Cette importante différence de comportement est observée à vrai dire entre des points de mesures qui sont très proches les uns des autres. Effectivement la distance entre les différentes sondes du multiplexeur 4 dont les enregistrements sont présentés dans la figure 93 varie approximativement entre 1 et 7 mètres. Autrement dit comme cela a été clairement mis en évidence dans le paragraphe (cf. § 6.1.6), la variabilité spatiale de l'humidité du sol à l'échelle locale est très importante sur le bassin de Bois-Vuacoz.

Comparons maintenant les dynamiques des teneurs en eau aux séparations des hydrogrammes. Tout d'abord il apparaît que les variations temporelles des contributions relatives de l'eau du sol sont proches de celles de l'humidité du sol. Cette ressemblance de dynamique semble confirmer les résultats du traçage environnemental et plus précisément les importantes contributions de l'eau du sol observées à Bois-Vuacoz. En effet, après les premières précipitations l'humidité du sol s'élève fortement et atteint rapidement un niveau proche de son seuil de saturation. La porosité moyenne des sols à Bois-Vuacoz avoisine les $0.5 \text{ m}^3/\text{m}^3$. En même temps que l'humidité globale du sol s'élève, la contribution relative de l'eau du sol augmente. Finalement le 13 septembre la teneur en eau et la contribution de l'eau du sol atteignent leur maximum pour ainsi dire en même temps (décalage d'une heure). Le sol étant pratiquement saturé, il est alors fort probable que des écoulements latéraux se produisent à travers le sol. Ceci pourrait alors expliquer l'importante contribution de l'eau du sol observée à ce moment précis. Compte tenu de l'importante variabilité spatiale des dynamiques de vidange de l'eau du sol, mise en évidence par les mesures TDR, il semble de plus que ces écoulements à travers le sol ne soient pas homogènes. Pour l'instant, sur la base de ces seules observations il est difficile de confirmer ces hypothèses et de découvrir quels processus sont en jeu.

Au cours de la même période, le niveau d'eau dans six piézomètres situés à proximité du site TDR (~ 20 m) a été relevé tous les deux jours. Cette information devrait compléter celle provenant des mesures TDR. Le réseau de piézomètres a la forme d'un triangle équilatéral. Chaque côté du triangle dont la longueur est égale à 3 mètres est composé de trois piézomètres. Ces piézomètres ont été insérés dans le sol jusqu'à une profondeur de 1.6 mètres. Les dynamiques de variation des niveaux de la nappe observées dans ces piézomètres sont très proches de celles de l'humidité du sol (fig. 93.c et 94). Ces résultats confirment tout d'abord en partie la validité des mesures TDR.

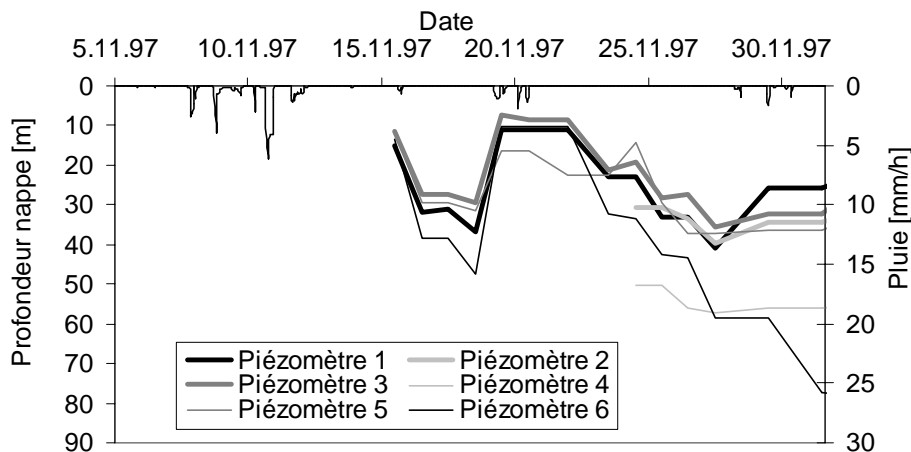


Figure 94. Variations du niveau de la nappe observées dans six piézomètres localisés à Bois-Vuacoz.

Suite aux précipitations du 20 novembre, le sol se vidange de son eau. Les mesures piézométriques semblent confirmer que la vidange du sol est soumise à deux types de dynamique. En effet, le rabaissement du niveau d'eau dans les piézomètres 6 et 4 est beaucoup plus rapide que dans les quatre autres piézomètres. Les vitesses de rabaissement du niveau de la nappe sont rapides. Lors de la période d'étude elles varient entre 1 et 5 cm par jour. L'évapotranspiration pendant cette période de l'année étant faible (EPA du mois de novembre ~16 mm), le rabaissement du niveau de la nappe et la décroissance de l'humidité observée entre le 20 novembre et le 2 décembre 1997 sont donc probablement dus à des écoulements de subsurface. Ces écoulements se produisent vraisemblablement de façon latérale à travers le bassin versant. En effet étant donné qu'à la fin de la série de pluies du mois de novembre le sol est totalement saturé, l'eau ne peut plus s'infiltrer verticalement. De plus face à l'importante variabilité spatiale de l'humidité du sol et du niveau de la nappe, il semblerait que ces écoulements latéraux soient contrôlés par des mécanismes locaux plutôt que par des processus homogènes sur tout le bassin versant. Autrement dit il semblerait que l'eau de subsurface suive des écoulements préférentiels pour rejoindre la rivière. D'ailleurs cela semble être le seul moyen d'expliquer l'importance et la vitesse de réaction de la contribution de l'eau du sol.

A ce stade de la discussion, il semble intéressant de relever le fait que les écoulements par macropores mis en évidence lors de l'expérimentation avec le mini-simulateur de pluie (cf. § 6.2) ont été identifiés justement à l'emplacement du site TDR. La comparaison des dynamiques des variations de l'humidité du sol observées d'une part lors de l'expérimentation avec le simulateur de pluie aux sites F1 et F2 (cf. § 6.2.4.2, figures 89 et 91) et d'autre part lors de l'expérimentation TDR (fig. 93) est particulièrement intéressante. En effet, la différence de dynamique de vidange entre les parcelles F2 et F1 est tout à fait comparable avec celle observée entre les 64 sondes lors de l'expérimentation TDR. Sur la parcelle F2, où des écoulements par macropores ont été clairement identifiés, la teneur en eau diminue rapidement suite à l'interruption de la pluie (fig. 91). Par contre sur la parcelle F1, où il n'y a a priori pas d'écoulements par macropores le sol se vidange très lentement. L'humidité du sol, vingt minutes après la fin de la pluie, est toujours au même niveau (fig. 89). Par analogie, la différence de vidange de l'eau du sol observée lors de l'expérimentation TDR conduite au mois de novembre 1997 (fig. 93) pourrait

aussi alors être due à la présence ou non de macropores drainant le sol proche de la surface. Cette hypothèse reste à être confirmée.

7.3 La nature des écoulements préférentiels

Suite à l'analyse faite dans le paragraphe précédent il semblerait que l'importante et rapide contribution de l'eau du sol ainsi que la variabilité spatiale de l'humidité du sol soient dues à des écoulements préférentiels. L'objectif de ce paragraphe est de tester la validité de cette hypothèse et de découvrir l'origine de tels écoulements. Selon les connaissances du site, ils pourraient être dus à la microtopographie, à des macropores ou tout simplement à l'organisation spatiale des propriétés physiques et hydriques du sol.

7.3.1 Les propriétés physiques et hydriques du sol

Ici la relation entre la variabilité spatiale de l'humidité du sol, mise en évidence lors de l'expérimentation TDR (cf. § 6.1.6), et la répartition spatiale des propriétés physiques du sol sera étudiée. Pour cela lors du changement de la configuration du réseau TDR effectué au printemps de l'année 1998 (cf. § 6.1.3.2) des échantillons de sol ont été prélevés à l'endroit des anciennes sondes. A cause des difficultés d'échantillonnage et d'analyses les prélèvements ont été effectués seulement en 9 points. A chacun de ces emplacements, un échantillon non remanié de sol a été extrait par carottage (cylindre de 100 cm³) aux trois profondeurs suivantes: 1-5 cm (échantillon a), 5-15 cm (échantillon b) et 11-19 cm (échantillon c). Les échantillons ramenés au laboratoire ont fait l'objet de plusieurs types d'analyses. Ici l'accent sera plus particulièrement mis sur la relation entre les dynamiques d'humidité du sol et la courbe caractéristique d'humidité $\Psi(\Theta)$ (Annexe 13).

Dans la zone non saturée du sol, la teneur en eau et le potentiel de pression varient simultanément. La relation existant entre ces deux paramètres constitue alors un élément essentiel de la description de la dynamique de la phase liquide (Musy et Soutter, 1991). La courbe caractéristique a été déterminée à deux reprises au moyen d'un bac à sable de succion (Eijkelkamp Agrisearch Equipement, Gisbeek, The Netherlands) et une fois avec les marmites de pression. Les résultats provenant des marmites à pression sont généralement de mauvaise qualité. Cela est dû à la désuétude du système utilisé. Par contre les courbes caractéristiques obtenues par le système de bac de sable semblent être de bonne qualité. En effet, la répétition des mesures fournit des résultats très proches des premières déterminations (Annexe 13).

L'objectif de cette analyse qui met en relation les variations des teneurs en eau observées par les mesures TDR avec les courbes caractéristiques, est de découvrir si la variabilité spatiale de l'humidité du sol peut être expliquée simplement par des propriétés physiques différentes. Plus précisément, on s'attend à ce que les décroissances d'humidité du sol ($\Delta\theta$), les plus importantes après un événement pluvieux, soient associées aux courbes caractéristiques les plus étendues ou autrement dit présentant de faibles pentes ($\Delta pF/\Delta\theta$). Dans ce cas, les fortes vidanges pourraient être expliquées par le fait que l'eau est faiblement retenue par le sol. A l'opposé, si les courbes caractéristiques sont peu étendues l'eau est plus fortement retenue par le sol et par conséquent on devrait s'attendre à ce que la vidange de l'eau du sol après une

pluie soit modérée. Afin de tester ces hypothèses il a fallu tout d'abord trouver un moyen simple pour caractériser la courbe caractéristique et la dynamique de l'humidité des sols sondés. La partie des séries d'humidité la plus intéressante est la décroissance intervenant à la suite d'un événement pluvieux, car les dynamiques d'humidité du sol à ce moment-là varient fortement. Précisément, l'analyse de ces différences devrait donner des indications concernant la forme des écoulements de subsurface. Les décroissances d'humidité des 9 points sondés ont été simplement caractérisées par le calcul de la différence d'humidité entre deux instants donnés (ici entre le 12.11.97 à 16:34 et le 19.11.97 à 12:34, fig. 95). Cette analyse a été conduite seulement pour la période d'enregistrement de l'humidité du sol du mois de novembre 1997.

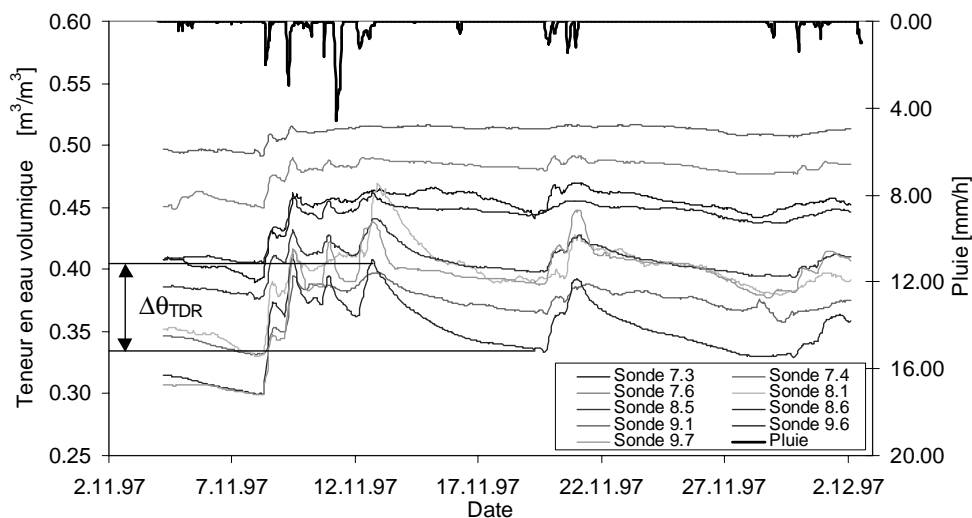


Figure 95. Caractérisation de la décroissance de l'humidité du sol des 9 points sondés.

Les courbes caractéristiques des sols ont été schématisées par une seule grandeur. Tout d'abord une courbe caractéristique moyenne a été déterminée pour chaque point en se basant sur les trois échantillons de sol prélevés à des profondeurs différentes. Cette courbe caractéristique moyenne a été alors schématisée simplement par la détermination de sa pente moyenne ($\Delta pF/\Delta\theta$) entre les valeurs de pF de 0 et 2¹ (fig. 96).

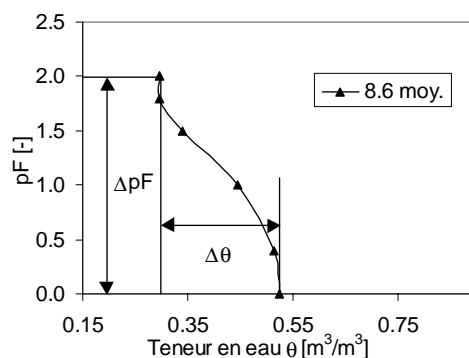


Figure 96. Courbe caractéristique moyenne $pF(\theta)$ du sol correspondant à la sonde 8.6 et caractérisation de sa forme par sa pente moyenne $\Delta pF/\Delta\theta$.

La mise en relation des variations d'humidité ($\Delta\theta$) observées pour les 9 sondes avec la pente moyenne des courbes caractéristiques ($\Delta pF/\Delta\theta$) des sols correspondants, semble indiquer que la variabilité spatiale de la teneur en eau du sol ne peut pas être simplement expliquée par des propriétés physiques ou hydriques différentes des sols (fig. 97).

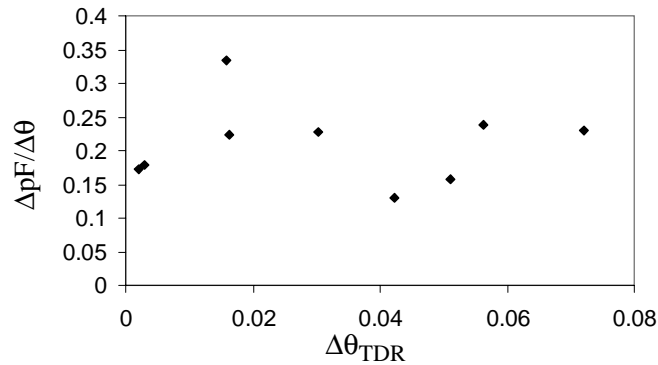


Figure 97. Relation entre la forme globale des courbes caractéristiques des sols et les variations d'humidité observées par mesures TDR.

La pertinence de ce résultat doit être mise en relation avec la petite taille de l'échantillon. D'autre part, les propriétés des sols ont été caractérisées uniquement par la courbe caractéristique $pF(\theta)$ déterminée pour les teneurs en eau variant entre la capacité de rétention et la teneur en eau à saturation du sol. Il aurait été intéressant d'analyser la relation entre les dynamiques de variation d'humidité du sol et la forme des courbes caractéristiques pour des teneurs en eau inférieures à la capacité de rétention des sols. Ceci n'a pas été entrepris, car les équipements de laboratoire à disposition ne le permettaient pas. Toutefois au vu des résultats présentés ici il semblerait que la relation entre les courbes caractéristiques et les dynamiques d'humidité des sols n'est pas dominante.

7.3.2 La microtopographie

L'idée ici est de tester l'hypothèse des circulations locales que Iorgulescu (1997) a proposée pour expliquer les importantes contributions de l'eau du sol sur le bassin de la Haute-Mentue (cf. § 7.1.1). Selon cette hypothèse la microtopographie du terrain est à l'origine des écoulements locaux. Cette hypothèse semble a priori cohérente avec les résultats de la campagne de mesures TDR (cf. § 6.1.4). En effet, cette hypothèse pourrait expliquer la variabilité spatiale de la teneur en eau du sol ainsi que les différences de dynamiques de vidange mises en évidence par les mesures TDR. Concrètement, on peut supposer que les sondes TDR présentant de lentes vidanges se situent dans les dépressions et à l'opposé les sondes enregistrant de rapides et fortes décroissances de l'humidité se localisent sur les parties élevées du terrain.

1. La teneur en eau pour un pF de 2 doit être proche de la capacité au champ des sols. En effet, la capacité au champ est inférieure à la capacité de rétention et cette dernière est atteinte dans la plupart des sols à un $pF = 2.5$ (Musy et Soutter, 1991).

Afin de tester ces relations et indirectement l'hypothèse des circulations locales, un modèle numérique d'altitude (MNA) d'une résolution de 1 mètre a été établi pour le site TDR. La densité du relevé topographique est approximativement de un point par mètre carré. Le réseau de mesures n'est pas parfaitement régulier à cause de la présence d'arbres.

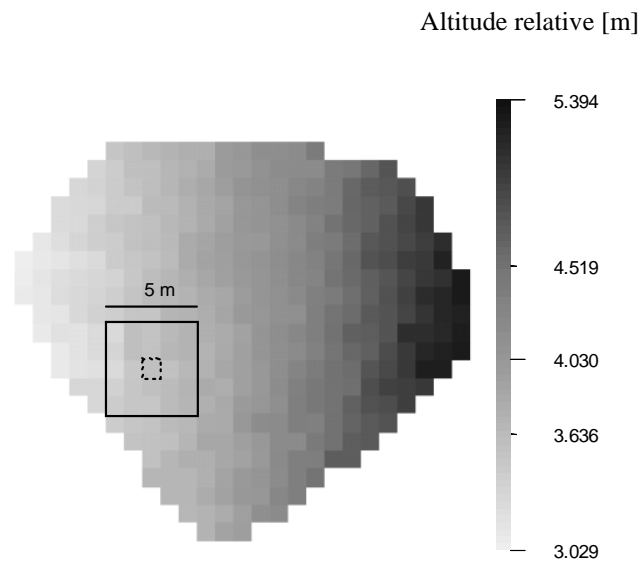


Figure 98. Modèle numérique d'altitude du site TDR (résolution 1 mètre).

A partir de ce modèle, il a fallu trouver un moyen de déterminer si un point se trouve dans une partie basse ou haute du terrain. Pour cela un paramètre, nommé indice microtopographique, a été conçu (Joerin et al., 1999b). Cet indice compare l'élévation du point considéré avec l'altitude moyenne de son voisinage (Equ. 35).

$$\Delta Z = \text{altitude du point considéré} - \text{altitude moyenne du voisinage} \quad \text{Equ. 35}$$

L'altitude moyenne du voisinage est calculée en retenant tous les pixels inclus dans un carré de 5 mètres de côté et centré sur le point considéré (fig. 98). La valeur de cet indice a été calculée pour tous les pixels du MNA. Il est alors possible de cartographier la valeur de cet indice pour tout le site TDR (fig. 99). Dans la figure 99, les valeurs d'indice positives correspondent aux points hauts du territoire et les valeurs négatives correspondent aux points bas.

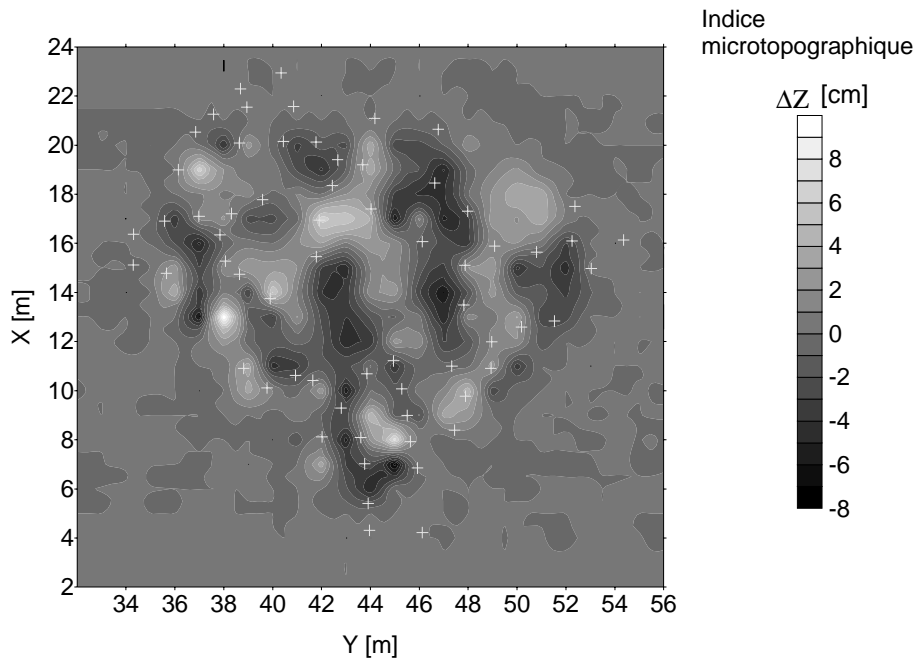


Figure 99. Détermination de l'indice microtopographique (fenêtre mobile 25 m^2) pour l'ensemble du site TDR et représentation de la localisation des sondes TDR (croix claires).

Pour la caractérisation des variations temporelles de l'humidité du sol enregistrée par les sondes TDR on a distingué les dynamiques de croissance et de décroissance. Pour chacune d'entre elles la pente moyenne de l'évolution de l'humidité entre son niveau maximum et minimum a été calculée ($\Delta\theta/\Delta t$, voir fig. 100).

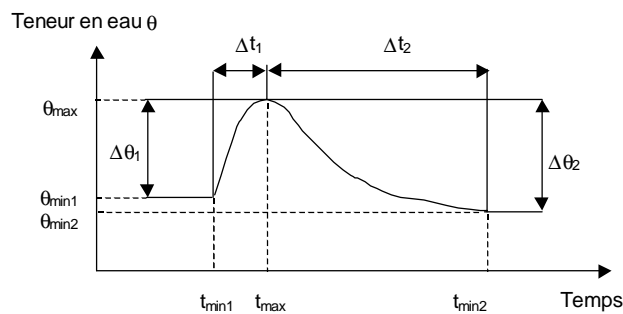


Figure 100. Caractérisation des dynamiques de variation de l'humidité du sol.

La caractérisation des dynamiques de croissance et de décroissance de l'humidité du sol a été faite pour chacune des 64 sondes TDR pour un événement typique se produisant entre le 3 et le 17 août 1998 (cf. § 6.1.5, fig. 77). Afin de tester l'éventuelle relation entre la microtopographie et le comportement hydrique des points sondés, l'indice topographique a été représenté selon les pentes des variations d'humidité lors de l'humidification ou de l'assèchement (fig. 101).

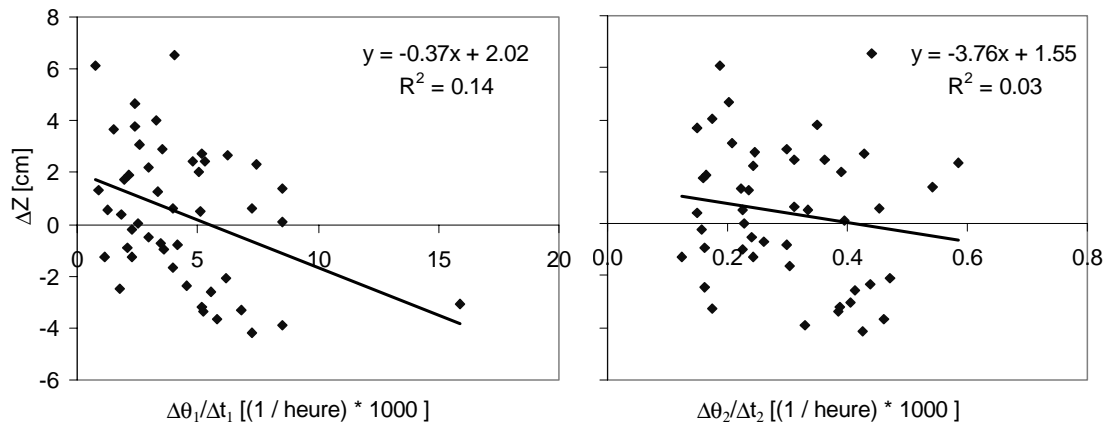


Figure 101. Relation entre les dynamiques de croissance et de décroissance de l'humidité du sol et l'indice microtopographique calculé avec une fenêtre mobile de 25 m².

A partir de ces représentations graphiques, il semblerait à vrai dire que le lien entre les dynamiques de variation d'humidité du sol et la microtopographie est très faible ou même inexistant. En réalité, ces résultats peuvent être influencés par la façon dont l'indice microtopographique est déterminé. En effet, la dimension latérale des variations altimétriques mises en évidence par l'indice microtopographique dépend de la taille de la fenêtre considérée pour le calcul de l'altitude moyenne du voisinage (Equ. 35). Plus la taille de cette fenêtre est grande plus l'indice microtopographique fait ressortir des variations à l'échelle globale. Dans le cas présent, ne connaissant pas a priori la dimension latérale des variations altimétriques susceptibles d'être à l'origine des écoulements locaux, la relation entre les dynamiques des variations d'humidité du sol et la microtopographie a été testée pour plusieurs indices microtopographiques considérant des tailles de fenêtre différentes pour le calcul de l'altitude moyenne du voisinage (9, 25, 81 m²). Le problème avec cette approche est que lorsque la taille de la fenêtre augmente le nombre de points d'observation diminue à cause d'un effet de bord. En effet, il n'est plus possible de calculer la valeur de l'indice microtopographique pour les points se situant à une distance du bord plus petite que la moitié du côté de la fenêtre mobile. Par conséquent, afin d'étudier l'effet de la microtopographie à l'échelle du versant une autre approche a été adoptée.

Dans ce cas un plan a été ajusté par la méthode des moindres carrés au modèle numérique d'altitude. La microtopographie a été caractérisée alors simplement en calculant la différence d'altitude entre ce plan et l'altitude réelle des points d'observation (fig. 102). Les différences d'altitude supérieures à zéro correspondent aux points se situant au-dessus du plan de régression, autrement dit ce sont des points hauts. Les points bas sont caractérisés par des valeurs négatives.

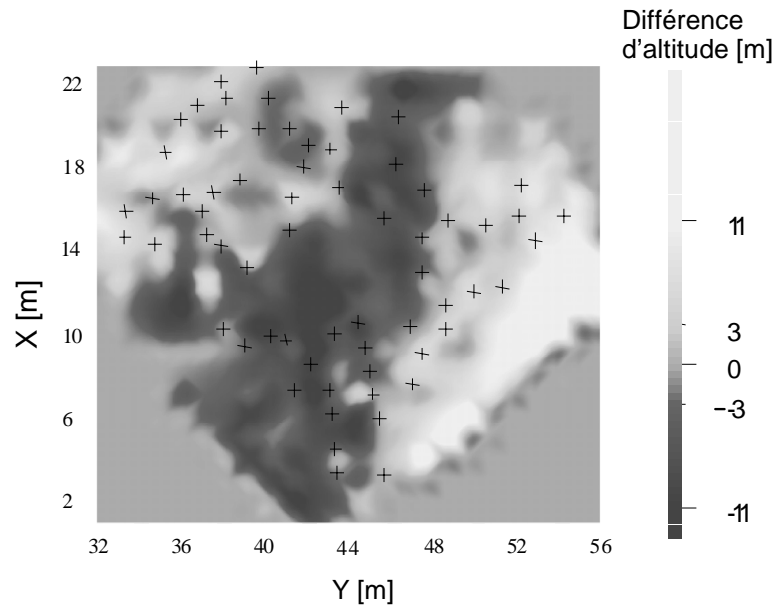


Figure 102. Représentation des différences d'altitude entre le plan moyen ajusté sur le MNA et l'altitude réelle des points.

Dans la figure 102, une structure des altitudes se dessine clairement. En effet, une zone de basse altitude continue traverse toute la parcelle. Il est possible que des écoulements se concentrent dans cette partie du terrain. Si tel est le cas, on peut supposer que l'humidité du sol dans cette zone reste plus élevée à la suite des pluies que sur le reste du versant. Afin de vérifier cette hypothèse les dynamiques de vidange de l'eau du sol, caractérisées par l'amplitude de l'abaissement de l'humidité (fig. 100), ont été mises en relation avec les différences d'altitude entre les sondes TDR et le plan de régression.

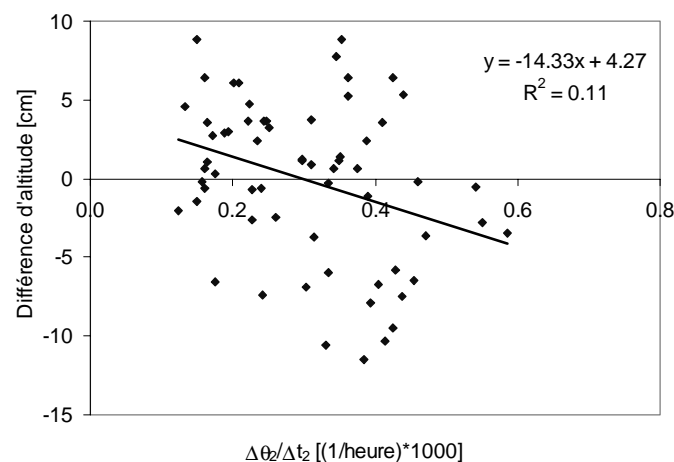


Figure 103. Relation entre les dynamiques de décroissance de l'humidité du sol et les différences entre les altitudes réelles des sondes TDR et leurs altitudes déduites du plan de régression.

Selon la représentation de la figure 103, il semble que cette relation ne soit pas dominante. Autrement dit, les dynamiques de vidange de l'eau du sol semblent être indépendantes de l'altitude relative.

En résumé quelle que soit la dimension de la microtopographie les résultats de cette analyse débouchent sur le même constat: les dynamiques des variations temporelles de l'humidité du sol sont indépendantes des variations altimétriques à l'échelle locale. Autrement dit la microtopographie ne permet pas d'expliquer les variations spatiales de l'humidité du sol mises en évidence par les mesures TDR. Par conséquent, l'hypothèse des circulations locales (cf. § 7.1.1), qui attribue un rôle central à la microtopographie, ne semble pas être un processus dominant dans ce cas en particulier. Il faut donc poursuivre les investigations afin de découvrir la raison de la forte variabilité spatiale de l'humidité du sol, qui devrait fournir des indications concernant les processus à l'origine de l'importante contribution de l'eau du sol à la génération des crues.

7.3.3 Les macropores

Compte tenu des observations faites sur le terrain, les écoulements par macropores pourraient bien être à l'origine de ces phénomènes. En effet, des écoulements par macropores ont été clairement mis en évidence lors de l'expérimentation avec le mini-simulateur de pluie (cf. § 6.2). Sur le site F où ces écoulements ont été identifiés, les racines des arbres composés essentiellement d'épicéas s'enfoncent peu dans le sol, elles se répartissent essentiellement selon un plan horizontal. Cela est probablement dû à la présence fréquente d'une nappe temporaire proche de la surface du sol. La forme de ce système racinaire semble être favorable au développement d'un réseau de macropores horizontal.

D'autre part, à plusieurs endroits du bassin de la Haute-Mentue, des écoulements par macropores ont été observés sur les rives des cours d'eau. Le plus gros macropore observé avait un diamètre d'environ 5 centimètres (fig. 104). L'origine de ce macropore est certainement une ancienne racine d'arbre.



Figure 104. Macropore observé sur la rive droite de la Corbassière à proximité de l'exutoire de Corbamont.

Des macropores beaucoup plus petits mais beaucoup plus nombreux ont été également détectés sur les rives des cours d'eau (fig. 105). Ce système est très actif, il est donc susceptible d'acheminer une quantité d'eau assez importante.

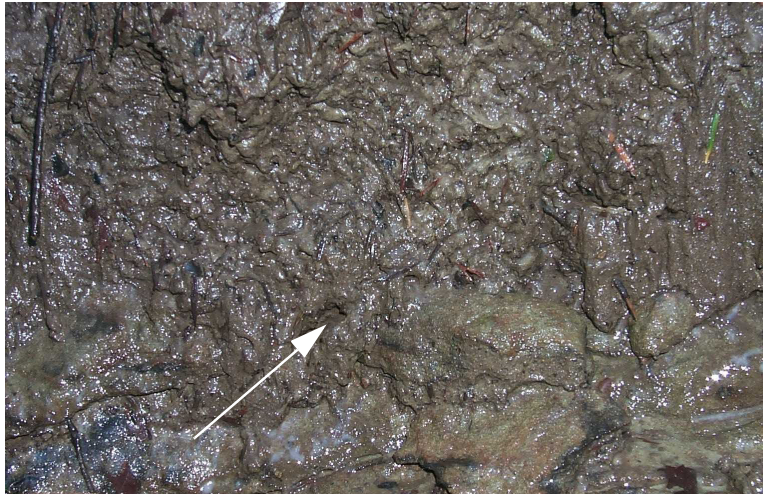


Figure 105. Suintement d'eau provenant de pores de quelques millimètres de diamètre.

Le diamètre de ces pores est de quelques millimètres. Ces pores peuvent-ils être encore considérés comme des macropores? Selon Germann et Beven (1981) la limite inférieure du diamètre des macropores est approximativement de 3 millimètres. Toutefois, il y a des indications que des pores ayant un diamètre de 0.03 millimètres puissent agir également comme des canaux à condition qu'ils s'étendent nettement dans la direction générale de l'écoulement (Germann, 1990).

Sur la base des expérimentations conduites sur la Haute-Mentue, il n'est actuellement pas possible d'évaluer le rôle des écoulements par macropores dans la génération des crues. Toutefois, les écoulements par macropores semblent effectifs sur la Haute-Mentue. Mais, le fait d'avoir identifié des écoulements par macropores sur le terrain ne suffit pas pour garantir que ce mécanisme contribue de façon significative à la génération des crues. En effet, pour que ce mécanisme soit effectif à l'échelle du bassin versant, il faut que le système de macropores soit suffisamment dense pour assurer un écoulement sur tout le versant. Dans l'état actuel des connaissances concernant les écoulements par macropores sur la Haute-Mentue, il est difficile de savoir si leur organisation à l'échelle du versant permet d'acheminer rapidement une importante quantité d'eau à la rivière et ainsi d'expliquer l'importante contribution de l'eau du sol lors de la génération des crues. L'étude de Mikovari et al. (1995), qui est construite sur une expérimentation de traçage environnemental à l'échelle du versant (< 10 m) suggère que la structure du système des macropores est suffisamment bien développée pour assurer un écoulement continu. C'est de là qu'est venue l'idée du paragraphe suivant, de mener une expérimentation de traçage artificiel pour estimer la capacité des macropores ou plus généralement du sol à transmettre un flux d'eau latéral.

7.3.4 Etude des écoulements préférentiels par l'application du traçage artificiel

L'objectif de cette expérimentation de traçage artificiel est de découvrir si l'eau contenue dans les sols des versants parvient à rejoindre la rivière dans un délai suffisamment court pour contribuer à la génération des crues. De plus l'estimation de la vitesse de transit de l'eau à travers le sol devrait fournir une indication supplémentaire concernant la nature des écoulements et donc des processus hydrologiques.

Afin de pouvoir mettre réellement en relation les résultats du traçage artificiel avec ceux du traçage environnemental, ces deux expérimentations ont été menées simultanément sur le même bassin versant. Le but de cette analyse étant d'expliquer les importantes et rapides contributions de l'eau du sol, ces expérimentations ont été conduites sur le bassin de Bois-Vuacoz. De nouveaux équipements nécessaires à l'application du traçage artificiel ont été installés sur ce bassin.

Pour l'injection des traceurs dans le sol six tubes d'injection ont été installés sur un versant de la rive gauche du cours d'eau principal. La distance la plus courte entre les points d'injection et la rivière est approximativement de 12.8 mètres (fig. 106). Les six tubes sont répartis en trois endroits. En chacun de ces endroits deux tubes de longueurs différentes sont installés. Les profondeurs d'insertion dans le sol de ces tubes sont respectivement de 100 et de 40 centimètres. Les tubes sont perforés sur toute leur longueur.

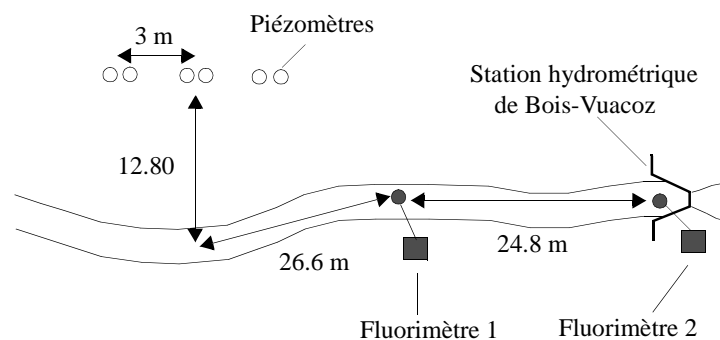


Figure 106. Représentation schématique de la disposition des équipements du traçage artificiel

Pour cette expérimentation deux traceurs ont été utilisés, la sulforhodamine du type G et l'uranine. Le choix des traceurs a été fait selon la nature particulière de l'expérimentation et des limites d'exploitation du fluorimètre utilisé. L'utilisation de l'uranine est plus ou moins appropriée. En effet, ce traceur est peu adsorbé et peut donc être utilisé dans des aquifères à porosité d'interstices. Toutefois, il peut être partiellement retenu dans les argiles et dans le sol organique. Concernant la sulforhodamine G, son utilisation est généralement déconseillée dans les aquifères à porosité d'interstices. Dans de tels milieux le taux de restitution est faible. Malgré ces recommandations, on a tout de même choisi de travailler avec ce traceur car parmi les traceurs susceptibles d'être détectés par le fluorimètre utilisé dans le cadre de cette expérimentation, il est le mieux adapté avec l'uranine. D'autre part l'objectif de cette expérimentation est uniquement de déterminer des vitesses de transit.

Dans le cadre de cette étude deux fluorimètres du type "GGUN-FL" développés par l'Université de Neuchâtel (Schnegg et Doerfliger, 1997) ont été installés dans le cours de la rivière. Cet équipement

permet de déterminer directement sur le terrain les concentrations des traceurs contenues dans l'eau de la rivière. Chaque traceur a été injecté à des profondeurs différentes. La solution de sulforhodamine G et celle d'uranine ont été déversées dans les tubes respectivement de 40 et 100 centimètres de profondeur. Dans chaque tube de 40 centimètres, 90 grammes de sulforhodamine G dilués à 1 litre d'eau ont été déversés. Dans les tubes de 100 centimètres, 50 grammes d'uranine dilués dans 1.5 litre ont été injectés. L'utilisation de ces deux traceurs permet de suivre simultanément les écoulements de l'eau du sol à deux profondeurs différentes.

Les concentrations des deux traceurs ont été enregistrées en deux endroits dans la rivière. Le premier point de mesure se situe approximativement à 26.6 mètres par rapport au point d'intersection de la ligne de plus grande pente passant par le tube d'injection central avec la ligne directrice de la rivière (fig. 106). Le deuxième fluorimètre a été installé directement dans la station hydrométrique de Bois-Vuacoz. La distance entre les deux points de mesures est de 24.8 mètres.

Les caractéristiques des sols sur le versant où les tubes d'injection ont été installés sont typiques de la région (cf. § 3.1.3), mais à vrai dire pas du bassin de Bois-Vuacoz dans lequel ils sont inclus. En effet, la grande majorité des sols dans ce bassin est du type pseudogley avec une texture limoneuse ou limoneuse sableuse. Par contre sur le site d'injection les sols sont des alocrisols, dont la texture est sablo-limoneuse ou limono-sableuse. Les sols sur ce site ne sont pas très profonds, ils varient entre 90 et 120 centimètres. La roche-mère est composée de molasse burdigalienne très compacte. Le pente du versant est approximativement de 12-15%. La conductivité hydraulique du sol sur le versant a été déterminée lors d'une expérimentation basée sur la mesure du rabattement du niveau d'eau dans les tubes d'injection (Talamba, 1999). Elle est égale en moyenne à $2.517 \cdot 10^{-6}$ m/s (0.2175 m/jour). L'ordre de grandeur de cette mesure correspond bien avec les valeurs de conductivité hydraulique déterminées lors d'autres expérimentations conduites sur la Haute-Mentue.

Les expérimentations de traçage artificiel ont été conduites dans le cadre des travaux de Talamba (1999), entre le 20 octobre et le 4 novembre 1999. L'état d'humidité initial du bassin est relativement élevé. Toutefois, le sol sur le versant étudié n'est pas saturé. En effet, le niveau d'eau était nul dans les six tubes d'injection le 20 octobre au moment de l'injection. A ce propos, les deux solutions de traceurs ont été introduites en même temps dans les trois tubes respectifs. La première pluie est intervenue approximativement 24 heures après l'injection des traceurs. Le sol n'étant pas saturé, il semble raisonnable de supposer que les traceurs sont retenus dans le sol par des forces de capillarité et restent concentrés autour des points d'injection. Au cours de la période d'étude, par chance trois crues se sont produites (fig. 107). A cause de problèmes techniques, les concentrations des traceurs pendant la période d'étude ont été enregistrées uniquement par le premier fluorimètre (fig. 106). La fréquence des mesures est de 4 minutes ce qui permet d'avoir une très bonne résolution. Les données brutes présentaient du bruit, alors afin de rendre les représentations graphiques plus lisibles les données ont été lissées en appliquant une moyenne mobile sur 16 minutes.

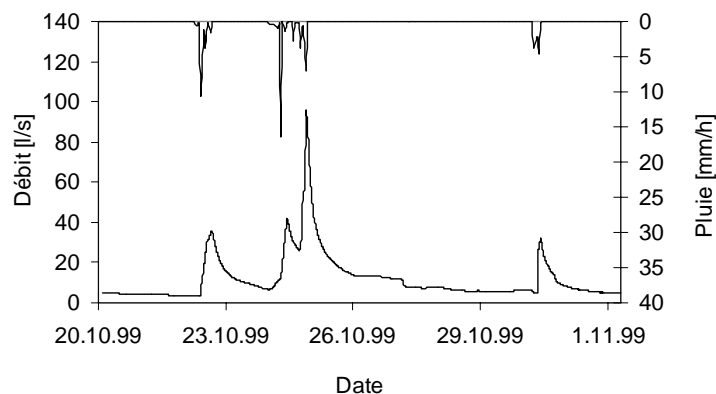


Figure 107. Événements pluie-débit observés à l'exutoire de Bois-Vuacoz entre le 21 octobre et le 2 novembre 1999.

Le signal des concentrations de la sulforhodamine G enregistrées dans la rivière présente globalement la même dynamique que le débit mesuré à l'exutoire du bassin (fig. 108).

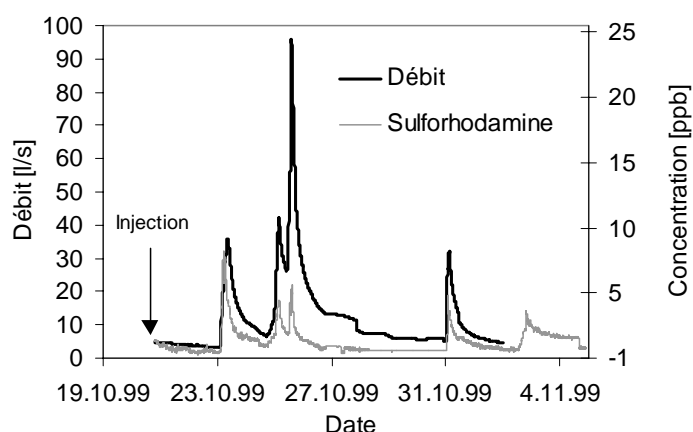


Figure 108. Evolution temporelle des concentrations de sulforhodamine G mesurées dans la rivière.

Le décalage temporel entre la série de débits et des concentrations de sulforhodamine G est relativement faible. Les pics des concentrations de ce traceur interviennent au plus tôt 94 minutes avant le débit de pointe et au plus tard 54 minutes après la pointe de la crue. A ce propos, il faut rappeler que le premier fluorimètre se trouve à 24.8 m de la station hydrométrique de Bois-Vuacoz où le débit est enregistré. Le temps de transit entre ces deux points pour la gamme des débits observés pendant la période d'étude varie approximativement entre 6 et 15 minutes. Ce premier résultat est déjà très intéressant car il indique que l'eau transitant dans le sol sur les versants a le temps de rejoindre la rivière et participer à la génération des crues.

D'une façon générale le temps de réaction du signal de l'uranine est plus élevé que celui de la sulforhodamine G. Les maximums des concentrations de l'uranine se produisent le plus souvent après la pointe de la crue (28 à 368 minutes plus tard, voir fig. 109).

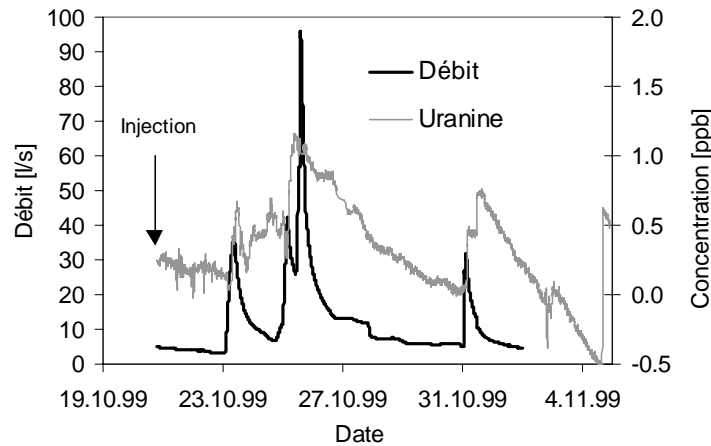


Figure 109. Evolution temporelle des concentrations de l'uranine mesurées dans la rivière.

Toutefois lors du deuxième événement pluie-débit du 25 octobre 1999, la concentration maximale d'uranine a été observée 20 minutes avant la pointe de la crue (fig. 109). Par contre lors du premier événement intervenant le même jour, le pic des concentrations de l'uranine s'est produit bien plus tard soit 368 minutes après la pointe de la crue. Il semblerait donc que plus le bassin est humide plus la réponse de l'eau contenue profondément dans le sol intervient rapidement. Sur la base de ces observations on est tenté d'expliquer cette différence de réaction par la saturation retardée des horizons profonds du sol. Ceci semble cohérent car si on suppose que la saturation des horizons profonds (80-100 cm) du sol est produite par l'infiltration de l'eau des premières pluies qui sont tombées le 24 octobre à 17h00, soit 21h22 avant le deuxième pic des concentrations de l'uranine, la vitesse d'infiltration devrait varier approximativement entre $1.04 \cdot 10^{-5}$ et $1.30 \cdot 10^{-5}$ m/s. Ces vitesses d'infiltration ne sont pas extrêmes, elles s'inscrivent totalement dans l'ordre de grandeur observé lors des expérimentations faites avec le mini-simulateur de pluie (Annexe 12, fig. A.23). Ces vitesses sont toutefois un ordre de grandeur supérieur à la conductivité hydraulique du sol estimée pour les sols en présence ($2.517 \cdot 10^{-6}$ m/s).

Globalement la dynamique du signal de l'uranine est bien différente par rapport à celle de la sulforhodamine G (fig. 108 et 109). Suite aux pluies, les concentrations de l'uranine s'élèvent moins rapidement que celles de la sulforhodamine G. Par contre lors de la phase de décroissance du débit les concentrations de l'uranine diminuent beaucoup plus lentement que celles de la sulforhodamine G. Autrement dit selon l'enregistrement de ces deux traceurs il semblerait que les écoulements profonds soient plus soutenus dans le temps que les écoulements de proche subsurface. D'une façon générale, il semble possible de distinguer deux modes d'écoulement à travers le sol selon la profondeur. Les écoulements de proche subsurface tracés par la sulforhodamine G participent rapidement à la génération des crues mais ils s'interrompent rapidement après la fin des précipitations. A l'opposé les écoulements profonds tracés par l'uranine se déclenchent de façon relativement tardive mais ils participent beaucoup plus longtemps à la génération du débit de la rivière.

Concernant les vitesses de transit des traceurs à travers le sol il est probable qu'elle ne soit pas tout à fait identique à celle de l'eau. En effet, il semblerait que les traceurs utilisés soient retenus en partie par le

sol. Ceci se déduit notamment du fait que 15 jours après l'injection, les concentrations des traceurs dans la rivière sont encore importantes (fig. 108 et 109).

Malgré ces différences de comportement dans les deux cas, la vitesse de transit de l'eau à travers le sol est élevée et dépasse largement la conductivité hydraulique théorique tirée de la loi de Darcy. En effet, lors du premier événement pluie-débit du mois intervenant entre le 22 et le 23 octobre 1999, les pics des concentrations de sulforhodamine G et d'uranine ont été observés respectivement 8h46 et 10h50 après le début des précipitations. Pendant ce temps les traceurs ont eu le temps de traverser le sol sur une longueur de 13 mètres et parcourir une distance approximative de 27 mètres dans la rivière. En écartant le parcours dans la rivière, la vitesse moyenne de transit de la sulforhodamine G et de l'uranine à travers le sol est approximativement de $1.5 \cdot 10^{-3}$ et $4.6 \cdot 10^{-4}$ m/s, ce qui est élevé et complètement inattendu, compte tenu des propriétés physiques du sol. Ces vitesses ne semblent pouvoir être expliquées que par des écoulements préférentiels à travers le sol. Concernant l'eau tracée par la sulforhodamine G, il n'est pas exclu qu'à un moment ou à un autre elle ait suivi des cheminements à la surface du sol. Par contre, il est quasiment certain que l'eau tracée par l'uranine ne transite qu'à travers le sol. Par conséquent, les observations faites lors de cette expérimentation semblent confirmer l'existence et l'importance des écoulements préférentiels sur le bassin de la Haute-Mentue.

Il est alors probable que ces écoulements préférentiels soient à l'origine de l'importante et rapide contribution de l'eau du sol à la génération des crues. Afin d'analyser cette éventualité, il a semblé intéressant de comparer les signaux des traceurs artificiels à la variation temporelle de la contribution de l'eau du sol déterminée lors de la décomposition des hydrogrammes (fig. 110).

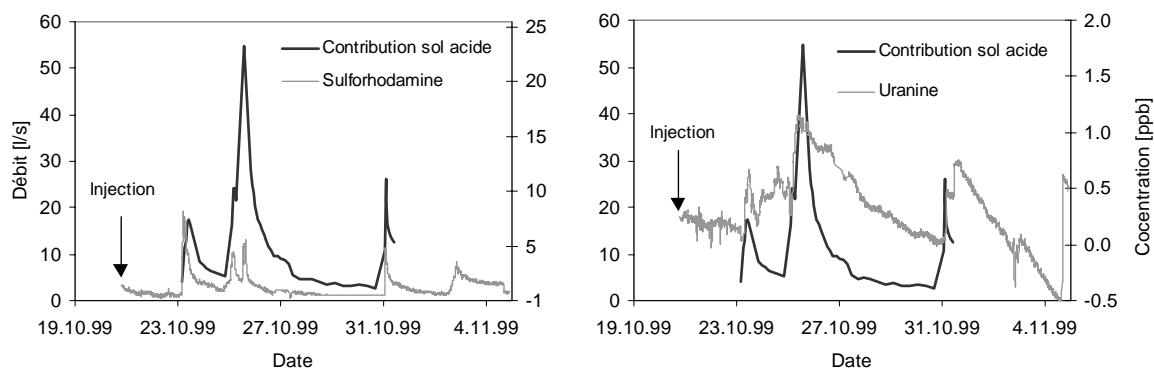


Figure 110. Comparaison de la réponse de l'eau du sol avec l'enregistrement des concentrations de la sulforhodamine G et l'uranine.

Sur la base de ces résultats, la contribution de l'eau du sol semble pouvoir être expliquée par les flux d'eau transitant à travers les versants contigus à la rivière. En effet, les variations temporelles des concentrations des deux traceurs artificiels sont proches de celles de la contribution de l'eau du sol. Les décalages temporels entre les séries des concentrations des traceurs artificiels et la contribution de l'eau du sol sont relativement limités. En vue des vitesses de réaction du signal de la sulforhodamine G et de l'uranine, il semblerait que la contribution de l'eau du sol lors de la partie ascendante des crues soit essentiellement due aux écoulements de proche subsurface. Toutefois en conditions humides, la vitesse de réaction du signal de l'uranine, autrement dit des écoulements profonds, peut être également très rapide.

La réflexion, jusqu'à présent, n'a porté que sur les vitesses de réaction. Mais afin de justifier les contributions de l'eau du sol par les écoulements préférentiels, il faudrait s'assurer maintenant que l'eau transitant rapidement à travers le sol a la signature chimique de l'eau du sol et non pas celle des précipitations. Cette question sera traitée dans le paragraphe suivant; elle fait d'ailleurs partie des réflexions qui sont à l'origine du modèle conceptuel proposé ci-après.

7.4 Modèle conceptuel du comportement hydrologique du bassin de la Haute-Mentue

Le modèle conceptuel proposé dans ce paragraphe vise à synthétiser l'information recueillie tout au long de cette étude concernant les processus hydrologiques. Le développement de ce modèle a été initié essentiellement par l'interprétation des expérimentations (TDR, mesures piézométriques, simulateur de pluie, traçage environnemental et artificiel) conduites sur le sous-bassin de Bois-Vuacoz.

7.4.1 Hypothèse concernant la contribution de l'eau du sol

La caractéristique principale du comportement hydrologique de Bois-Vuacoz est la forte et rapide contribution de l'eau du sol. En conditions humides l'eau du sol domine fréquemment la génération des crues. Toute la question est de savoir par quels mécanismes l'eau du sol parvient à rejoindre la rivière dans un délai suffisamment court et en quantité suffisante pour contribuer à la génération des crues.

Selon l'expérimentation TDR, effectuée à l'intérieur du bassin de Bois-Vuacoz, il semblerait que la vidange de l'eau du sol en conditions humides soit due à des écoulements préférentiels latéraux. Il n'est pas facile de découvrir la nature de ces écoulements, mais selon les observations faites sur le terrain il semblerait que des écoulements par macropores soient actifs sur le bassin de Bois-Vuacoz. Les écoulements préférentiels semblent d'ailleurs le seul moyen pour expliquer la rapide réaction de la composante "eau du sol". L'expérimentation conduite avec les traceurs artificiels semble indiquer également l'existence d'écoulements préférentiels. En effet, les vitesses de transit de l'eau, contenue dans les versants, vers la rivière, estimées lors de cette expérimentation, sont très élevées ($1.5 \cdot 10^{-3}$ - $4.6 \cdot 10^{-4}$ m/s). Concernant cette expérimentation, il faut toutefois signaler que le site étudié n'est pas vraiment représentatif du bassin de Bois-Vuacoz. A vrai dire le sol sur ce site s'apparente plus à ceux observés sur le bassin d'Esserts.

Sur le versant où les traceurs artificiels ont été injectés, les vitesses de transit de l'eau à travers le sol ne semblent pouvoir être expliquées à vrai dire que par des écoulements préférentiels. En effet les écoulements diffus à travers la matrice du sol sont trop lents, même si on invoque la vitesse de l'onde cinématique (voir Beven, 1981; Beven, 1982; Beven, 1989b). Pour rappel le principe de la vitesse d'onde cinématique est le suivant: si la porosité efficace du sol est faible ou si le déficit du sol par rapport à sa saturation est faible (ex: présence d'une frange capillaire), l'effet de toutes modifications du flux d'eau entrant dans le sol se propage en aval à la vitesse de l'onde cinématique (Equ. 36).

$$c = \frac{dx}{dt} = \frac{K \cdot \sin(\alpha)}{\phi_e}$$

Avec:

c : vitesse de l'onde cinématique

K : conductivité hydraulique du sol

α : pente de la nappe supposée être parallèle à celle du sol

ϕ_e : porosité efficace du sol

Equ. 36

Cette expression est déduite de l'équation d'onde cinématique, proposée par Henderson et Wooding (1964) qui ont supposé que le gradient hydraulique en chaque point est égal à la pente du terrain. L'équation d'onde cinématique permet d'estimer le flux latéral de l'eau dans la partie saturée du sol.

Dans le cas particulier de l'expérimentation de traçage artificiel, le déficit en eau du sol avant la première pluie du 23 novembre 1999 est relativement important. En effet, lors de l'injection des traceurs artificiels, le 20 octobre 1999, les tubes d'injection, dont les plus longs atteignent quasiment la couche de molasse, ne contenaient pas d'eau. D'autre part la porosité efficace du sol en présence est relativement élevée. Les sols en profondeur sont grossiers, ce sont des sables ou des sables limoneux. Par ailleurs, de par leur texture ces sols sont peu favorables au développement d'une frange capillaire. La porosité efficace obtenue en calculant la différence entre la teneur en eau à saturation du sol ($\theta_{\max} \sim 15\%$) et sa capacité de rétention ($\theta_{\text{sat}} \sim 43\%$) est égale à 28 %. Par conséquent, en supposant que la conductivité hydraulique du sol est égale à celle déduite lors de la mesure du rabattement de la nappe dans le tube d'injection ($K = 2.517 \cdot 10^{-6}$ m/s) et en considérant la pente moyenne du sol (12°), la vitesse de l'onde cinématique vaut alors $1.87 \cdot 10^{-6}$ m/s. Cette vitesse est bien plus petite que celle des traceurs artificiels, qui varie entre $1.5 \cdot 10^{-3}$ et $4.6 \cdot 10^{-4}$ m/s.

Les versants, où les traceurs artificiels ont été injectés, semblent fonctionner de la manière suivante. Une grande majorité de l'eau de pluie s'infiltré dans le sol, ce qui élève rapidement l'humidité du sol. Plus la teneur en eau du sol est élevée plus les écoulements s'effectuent dans de gros pores. La macroporosité dans les horizons supérieurs est importante. En effet, le réseau racinaire, qui se développe essentiellement parallèlement à la surface du sol, est dense. Il semblerait donc que les vitesses de déplacement de la sulforhodamine G puissent être expliquées par des écoulements latéraux dans la macroporosité.

Les vitesses de déplacement des eaux contenues dans les horizons profonds, tracés par l'uranine (cf. § 7.3.4), sont plus difficiles à expliquer. Il n'est plus possible d'invoquer la macroporosité formée par les racines. En effet, les racines s'enfoncent peu en profondeur dans le sol. Les écoulements latéraux en profondeur sont vraisemblablement concentrés le long de l'interface entre le sol et la roche. Les fissures dans la molasse pourraient par exemple être à l'origine de ces écoulements. Il est également probable que le sol juste au-dessus de la molasse reste dans un état proche de la saturation. Ainsi, cette fine couche du sol pourrait présenter dans ce cas des conditions favorables à la propagation des ondes cinématiques. A vrai dire à partir des observations à disposition, il n'est pas possible de déterminer la forme des écoulements latéraux dans cette partie du sol.

La croissance brutale du signal de la sulforhodamine G (fig. 108 et 110) lors des crues pourrait suggérer que l'eau du sol est déplacée par effet piston, autrement dit que l'eau de pluie chasse l'eau du sol. A vrai dire suite à l'étude des décompositions d'hydrogrammes, il semblerait au contraire que l'eau des précipitations directes et l'eau du sol se mélangent et rejoignent ainsi la rivière. En effet, si l'eau du sol s'écoulait par effet piston, la contribution de cette eau devrait précéder clairement celle des précipitations directes. Mais en réalité lors de la décomposition des hydrogrammes, on observe clairement que les contributions de ces deux composantes interviennent quasiment en même temps (fig. 111).

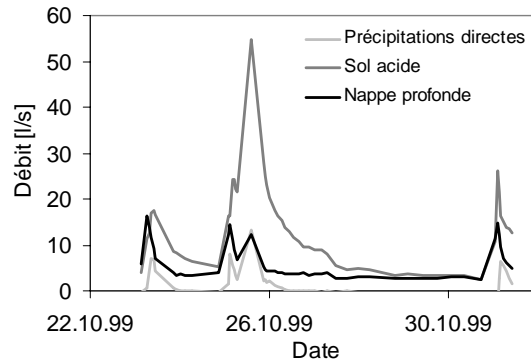


Figure 111. Séparation des hydrogrammes enregistrés à l'exutoire de Bois-Vuacoz lors de l'expérimentation de traçage artificiel.

Il reste à savoir maintenant si les écoulements par macropores permettent d'expliquer les volumes d'eau du sol observés lors de la décomposition des hydrogrammes. Comme cela a été relevé à plusieurs reprises dans ce travail, il subsiste des doutes concernant la signature chimique de l'eau s'écoulant à travers les macropores.

Etant donné que le sol était non saturé au moment de l'injection des traceurs artificiels, ces derniers sont supposés caractériser l'eau du sol retenue par force de capillarité. La signature chimique de cette eau contenue dans le sol avant l'événement du 23 octobre 1999 est très certainement semblable à celle de la composante "eau du sol". En effet, la dernière pluie avant cet événement s'est produite le 20 octobre 1999. Le temps séparant ces deux événements (58 heures) est largement suffisant pour que l'eau de pluie acquiert la signature chimique de l'eau du sol (cf. § 4.3.1.1). Si on suppose que la constante de réaction de la silice est de 0.03 h^{-1} (cf. § 4.3.1.1), l'eau ayant une concentration initiale en silice de 0.15 mg/l (médiane de l'eau de pluie retenue pour la séparation des hydrogrammes) atteint une concentration de 12 mg/l après 58 heures, en fixant la concentration à l'équilibre à 15 mg/l (concentration médiane de l'eau du sol retenue pour la séparation des hydrogrammes). Compte tenu de la grande vitesse de déplacement des traceurs supposés caractériser l'eau retenue initialement par le sol, il semblerait donc que les écoulements par macropores soient composés en partie d'eau du sol.

La fraction de l'eau contenue initialement dans le sol pouvant être acheminée à travers les macropores est certainement faible, étant donné que l'état d'humidité du sol se situe en dessous de sa capacité de rétention. En effet, la majorité de l'eau est retenue dans des pores capillaires. Est-ce que cette fraction est tout de même suffisante pour expliquer les volumes d'eau du sol contribuant à la génération des crues? Il semblerait que cela soit le cas. En effet, si on suppose que la vitesse de déplacement de la

sulforhodamine G ($1.5 \cdot 10^{-3}$ m/s) est représentative des écoulements par macropores, pendant la durée de la crue du 23 octobre 1999 (~ 42 heures), l'eau contenue dans le versant située à une distance approximative de 227 mètres a le temps de rejoindre la rivière. Autrement dit, les macropores sont alors susceptibles de drainer une bande de sol de $131'206 \text{ m}^2$ le long du cours d'eau principal (longueur 289 m). Les macropores dont leur origine est essentiellement le réseau racinaire se trouvant proche de la surface ne drainent vraisemblablement qu'une partie limitée du profil du sol. Par conséquent, on suppose que les macropores drainent uniquement les 60 premiers centimètres du sol. Ainsi le volume du sol susceptible d'être drainé par les macropores s'élève à $78'724 \text{ m}^3$. Le rapport entre le volume d'eau du sol observé lors de la crue du 23 octobre (~ 222 m^3) et le volume du sol susceptible d'être drainé par les macropores est seulement de 0.28 %. Autrement dit, il suffit que les macropores drainent une très faible partie du sol pour parvenir à expliquer le volume d'eau du sol observé. Si on suppose que l'humidité du sol est initialement à sa capacité de rétention (15%), la fraction de cette eau qui est présumée être drainée par les macropores correspond à 1.9 % (= $0.28/15$). Il semble raisonnable de supposer que 1.9 % de l'eau retenue par capillarité avant le début des précipitations est en fait mobilisée lors de l'humidification du sol.

Si on pousse la réflexion plus loin encore, on peut s'interroger sur la façon dont l'eau du sol atteint les macropores. Une partie de cette eau est peut-être tout simplement retenue sur les parois des macropores. Une autre explication pourrait être la suivante: si les macropores ne sont pas directement connectés entre eux, ce qui semble être le cas sur le bassin étudié, le transfert de l'eau entre les macropores peut éventuellement impliquer une faible fraction d'eau contenue initialement dans le sol les séparant. A ce propos, le transit de l'eau entre les macropores est vraisemblablement très rapide. En effet, le transfert d'eau entre les macropores s'effectue probablement à la vitesse de la propagation de l'onde cinématique. Les écoulements par macropores se déclenchent essentiellement quand le sol est proche de son seuil de saturation. Ainsi on peut supposer que la vitesse de l'onde cinématique de l'eau entre les macropores est élevée, car le déficit par rapport à la saturation est faible (voir Equ. 36).

Sur la base de ces explications, il semblerait que les écoulements par macropores parviennent à expliquer les volumes d'eau du sol déduits de la décomposition des hydrogrammes. Par contre, ce mécanisme ne permet pas d'expliquer les flux maximum d'eau du sol. Par exemple, dans le cas de la crue du 23 octobre 1999, le débit de pointe de l'eau du sol avoisine les 18 l/s (fig. 111). Connaissant la vitesse de déplacement de l'eau à travers les macropores, il est possible de déterminer la surface totale des macropores qui doit être connectée au cours d'eau principal pour pouvoir assurer le débit maximum de l'eau du sol. Cette surface est égale à 12 m^2 . La longueur totale du cours d'eau principal étant de 289 mètres, la surface de macropores connectés à la rivière par mètre unitaire s'élève à 208 cm^2 . Cette grandeur est élevée. En effet, si on suppose que les macropores ont un rayon de 5 millimètres, il en faut 265 par mètre unitaire pour assurer le débit de pointe de l'eau du sol. Comme la figure 105 le suggère le nombre de macropores actifs le long des rives des cours d'eau peut être très important, toutefois ce nombre semble dépasser le domaine du possible. De plus cette estimation considère que l'écoulement par les macropores est composé uniquement d'eau du sol, ce qui n'est vraisemblablement pas le cas. L'eau s'écoulant dans les macropores est un mélange composé d'eau de pluie et d'eau du sol. Par conséquent, le nombre de macropores connectés à la rivière doit être encore plus grand pour pouvoir expliquer le débit de pointe de l'eau du sol.

A partir de cette estimation grossière, il semble que les écoulements par macropores ne parviennent pas

à expliquer à eux seuls les flux maximum d'eau du sol. A ce stade, il faut donc trouver de nouvelles explications, d'autres processus qui viennent compléter la contribution des écoulements par macropores. A ce propos, il est probable qu'une partie des écoulements par macropores rejoigne la surface du sol avant de rejoindre la rivière. Le ruissellement de cette eau à la surface du sol pourrait alors augmenter sensiblement le flux rejoignant la rivière. Une autre explication pourrait être l'extension du réseau hydrographique. En effet, dans le calcul précédent, seule la longueur du cours d'eau principal a été considérée, mais en réalité lors des crues le réseau hydrographique se développe fortement. Ceci pourrait augmenter le nombre de macropores connectés réellement au réseau hydrographique. D'autres mécanismes, tels que l'intumescence de la nappe dans les parties basses des versants, participent peut être également à l'acheminement de l'eau du sol vers la rivière. Toutefois, il faut être conscient que le flux assuré par ce type de mécanisme, qui suppose que les écoulements se font de façon diffuse à travers la matrice du sol, est très faible. Par exemple, si on suppose que le gradient hydraulique aux abords de la rivière est pratiquement égal à 1 ($\sin(90^\circ) = 1$), que la profondeur moyenne du sol est de 1 mètre et que sa conductivité hydraulique est de $2.517 \cdot 10^{-6}$ m/s, le flux d'eau susceptible d'atteindre le cours d'eau principal (longueur = 289 m) à travers ses berges est approximativement de $1.45 \cdot 10^{-3}$ m³/s. Ce qui est très faible. Toutefois, il est probable que la valeur de la conductivité hydraulique à saturation du sol qui a été déterminée par la mesure du rabattement du niveau de la nappe dans un piézomètre ne soit pas représentative de la conductivité réelle du sol. En effet, il est vraisemblable que cette dernière soit plus élevée que la valeur retenue pour ce calcul.

La mesure de la conductivité hydraulique du sol par rabattement du niveau de la nappe a tendance à sous-estimer la conductivité des sols. L'introduction du piézomètre dans le sol est un processus destructif. Lors de cette opération il est possible qu'une partie de la porosité s'obstrue. D'autre part la détermination de la conductivité hydraulique par cette technique est à vrai dire plutôt représentative de la conductivité hydraulique verticale du sol que celle horizontale. D'une façon générale et comme c'est certainement le cas sur le versant étudié, la conductivité hydraulique verticale est inférieure à celle horizontale. Finalement ce type de mesure souffre du défaut de toutes les mesures ponctuelles. Il n'est pas sûr que le point de mesure soit représentatif de la porosité du versant. Quoi qu'il en soit, même en considérant des conductivités hydrauliques supérieures à celle mesurée, le flux d'eau du sol susceptible d'être soutenu par l'intumescence de la nappe reste limité.

Comme cela a déjà été mentionné précédemment dans le texte, le site où a été effectuée l'expérimentation de traçage artificiel n'est en fait pas représentatif des sols du bassin de Bois-Vuacoz. A vrai dire les sols de ce bassin sont généralement plutôt du type pseudogley avec une texture limoneuse-sableuse. C'est ce type de sol qui est d'ailleurs présent sur le site TDR. Il est fréquent qu'une nappe temporaire apparaisse proche de la surface du sol, car les horizons profonds sont peu perméables. Il est probable que le fonctionnement hydrologique sur le reste du bassin de Bois-Vuacoz soit en fait différent de celui observé lors de l'expérimentation de traçage artificiel.

Pour déduire le comportement hydrologique sur le reste du bassin on s'inspire des observations faites sur le site TDR, en supposant qu'il est représentatif. D'une façon générale les sols sur ce site ont de la peine à se vidanger. L'infiltration à travers les horizons profonds du sol est limitée. En périodes humides l'humidité des horizons supérieurs du sol varie essentiellement entre leur capacité de rétention ($\theta_{\max} \sim 38\%$) et leur seuil de saturation ($\theta_{\text{sat}} \sim 50\%$). Par conséquent, l'apport des pluies permet de saturer très rapidement le sol (fig. 93). Ces conditions sont alors favorables pour que les écoulements par macropores

s'activent. Le réseau de macropores, dont l'origine est essentiellement les racines des arbres, est également important sur cette partie du bassin versant. Ce type d'écoulement semble pouvoir expliquer les volumes d'eau du sol observés lors de la décomposition des hydrogrammes. La contribution de l'eau du sol est vraisemblablement assurée par l'eau qui est contenue dans le sol avant le début des précipitations. Dans ce type de sol, l'effet d'un apport d'eau se propage certainement plus rapidement en aval que dans le sol où les traceurs artificiels ont été injectés. En effet, le déficit du sol par rapport à sa saturation est bien plus faible (12%), les vitesses d'onde cinématique sont alors forcément plus élevées (Equ. 36). La vitesse de propagation de cette onde, si on considère que le gradient hydraulique est égal à la pente du terrain (12°) et que la conductivité hydraulique du sol est de 35.6 mm/h (voir site F dans le tableau 30), est approximativement de $1.713 \cdot 10^{-5}$ m/s. Selon cette estimation, la vitesse de l'onde cinématique reste toutefois relativement faible. Dans ce calcul, la porosité efficace est peut-être surestimée et la conductivité hydraulique sous-estimée. En effet, cette dernière a été déterminée en laboratoire à partir d'échantillons de sol d'un volume de 100 cm^3 , échantillonnés verticalement dans le sol. Par conséquent, la valeur déduite de ces échantillons est certainement peu représentative de la conductivité hydraulique horizontale, d'autant plus si des macropores se développent dans cette direction. Concernant la porosité efficace du sol l'analyse de la figure 93 semble indiquer qu'elle est en fait plus petite que 12%. En effet, le débit de la rivière commence à croître essentiellement quand l'humidité du sol approche les 46%. Autrement dit selon ces observations il semblerait que la porosité efficace soit de 4% (= 50%-46%). En considérant cette nouvelle valeur dans le calcul précédent cela augmente simplement la vitesse d'onde d'un facteur 3, ce qui n'est toujours pas suffisant pour expliquer les vitesses de déplacement des traceurs artificiels. Par conséquent il semble que le seul moyen d'expliquer des vitesses de transit telles que celles observées lors de l'essai du traçage artificiel, est de faire l'hypothèse que la conductivité hydraulique du sol est en réalité bien plus élevée. Cette hypothèse rejoint alors celle de l'existence et du rôle central des écoulements par macropores.

A vrai dire, il semble que les écoulements par macropores soient la seule explication qui convienne à expliquer à la fois les vitesses de transit des traceurs artificiels et les contributions de l'eau du sol mises en évidence par la décomposition des hydrogrammes. L'effet des ondes cinématiques contribue probablement plutôt de façon indirecte en favorisant l'élévation rapide du niveau de la nappe dans les horizons supérieurs du sol, ce qui crée des conditions favorables aux écoulements par macropores.

7.4.2 Le modèle conceptuel

La figure 112 représente de façon schématique le modèle conceptuel du fonctionnement hydrologique du bassin versant de Bois-Vuacoz, qui résume en quelque sorte les notions et les hypothèses qui ont été formulées dans le paragraphe précédent. Ce modèle conceptuel attribue un rôle central aux écoulements par macropores.

En conditions sèches, le débit de la rivière est assuré uniquement par les écoulements souterrains de l'eau ayant un contact prolongé avec le substratum carbonaté. Lors des précipitations la teneur en eau du sol s'élève rapidement, sous l'effet de l'infiltration des pluies. Si la texture du sol est suffisamment fine de telle sorte qu'une frange capillaire puisse se former, le niveau de la nappe est alors susceptible de s'élever à la vitesse de propagation des ondes cinématiques vers les horizons supérieurs du sol. Cette vitesse est

d'autant plus grande si le déficit du sol par rapport à sa saturation est faible (Equ. 36). Sous cet effet, le sol se sature alors rapidement. A ce propos il faut rappeler que les sols sont soit peu profonds soit ils présentent un horizon d'origine morainique à faible conductivité hydraulique proche de la surface. Dès que les conditions de saturation sont atteintes dans les horizons supérieurs du sol, où le réseau racinaire est développé, les écoulements par macropores s'activent. Dans ces conditions, le sol étant saturé et très peu perméable en profondeur, l'eau s'écoule alors essentiellement horizontalement. La signature chimique de ces écoulements est un mélange composé d'eau de pluie et d'eau du sol. La proportion entre ces deux types d'eau dans les écoulements latéraux dépend des conditions antécédentes d'humidité. L'eau retenue par le sol entre les événements hydrologiques acquiert rapidement la signature chimique de l'eau du sol.

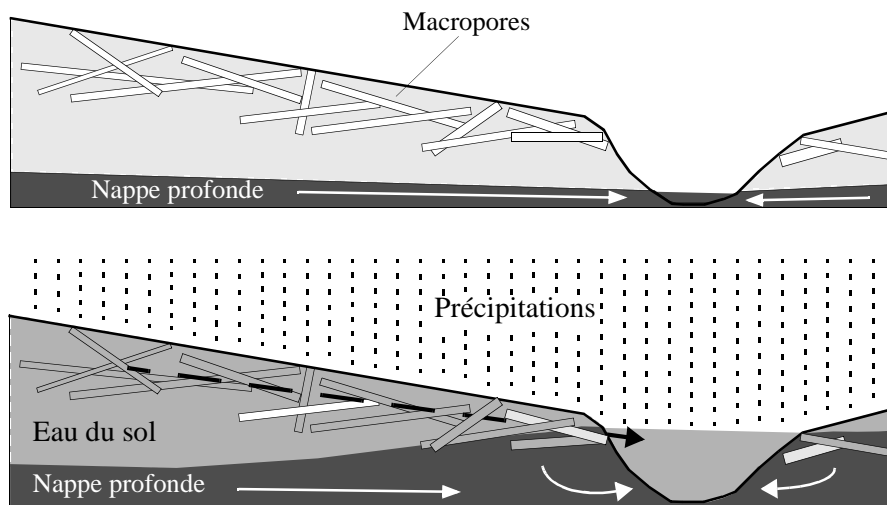


Figure 112. Modèle conceptuel du comportement hydrologique de Bois-Vuacoz.

Ce système d'écoulements par macropores est susceptible de drainer de grandes surfaces de sol. En effet, les vitesses de déplacement sont apparemment élevées. Le maintien de la contribution de l'eau du sol lors de longs événements pluvieux ou lorsque plusieurs pluies se succèdent est assuré par l'extension des zones contributives et l'enrichissement en silice des pluies ayant un contact prolongé avec le sol. Une partie des pluies atteint la rivière également par ruissellement sur les zones contributives. L'eau de la nappe contribue également largement à la génération des crues. Sa contribution peut certainement être expliquée par l'apparition en profondeur de conditions favorables aux écoulements latéraux (effet de l'onde cinématique, accroissement de la transmissivité latérale par saturation du sol, intumescence de la nappe). Il est également probable que des écoulements préférentiels soient présents à l'interface sol-roche (fissures de la roche-mère). D'autre part, il est probable qu'en bas de versant où le sol est peu profond, le système de macropores dû aux racines des arbres draine également une partie des eaux de la nappe.

Ce modèle conceptuel permet a priori d'expliquer les importants volumes d'eau du sol qui contribuent à la génération des crues. Toutefois, les écoulements par macropores à eux seuls ne suffisent pas pour assurer les flux de pointe d'eau du sol. L'importance de ces flux pourrait éventuellement être expliquée par l'extension du réseau hydrographique au cours des événements pluie-débit. De cette façon, le nombre de macropores connectés à la rivière est susceptible d'augmenter fortement et ainsi d'assurer un flux suffisant.

A vrai dire concernant ce modèle conceptuel, il subsiste un doute concernant la nature des écoulements préférentiels. Avec les moyens à disposition il est difficile d'identifier la forme de ces écoulements ou les facteurs qui sont à leur origine. Toutefois compte tenu des observations faites tout au long de ce travail, il semblerait que les écoulements préférentiels soient dus à la macroporosité du sol. En effet, des écoulements par macropores ont été observés en de nombreux endroits sur les rives des cours d'eau (fig. 104 et 105). D'autre part, ce type d'écoulements a été clairement identifié lors de l'expérimentation conduite avec le mini-simulateur de pluie (cf. § 6.2.4.2). Suite à la comparaison de cette dernière expérimentation avec celle conduite avec le système TDR, il semblerait même que les différences spatiales des dynamiques de vidange de l'eau du sol puissent être expliquées par les écoulements par macropores (cf. § 7.2.1).

D'une façon générale, ce modèle conceptuel doit être perçu comme la formulation d'une hypothèse globale concernant le comportement hydrologique du bassin de Bois-Vuacoz. Malgré la bonne concordance de ce modèle avec les observations de terrain, il serait intéressant maintenant de le valider soit par une modélisation numérique soit par des mesures spécifiques à l'intérieur du bassin versant. Malheureusement, cela ne pourra pas se faire dans le cadre de cette étude, car cette dernière arrive pratiquement à son terme. Avant de conclure ce travail, il semble intéressant d'essayer d'étendre ce modèle conceptuel au reste du bassin de la Haute-Mentue.

L'information à disposition concernant les autres sous-bassins de la Haute-Mentue est nettement limitée comparativement au cas de Bois-Vuacoz. Par conséquent, il est beaucoup plus difficile de décrire le comportement hydrologique de ces bassins. Dans l'état actuel des connaissances, il n'est pas vraiment possible de proposer un modèle conceptuel pour chacun des sous-bassins de la Haute-Mentue. L'idée ici est simplement de voir si on parvient à expliquer les différences de comportement hydrologique des sous-bassins en adaptant le modèle conceptuel établi pour le cas de Bois-Vuacoz.

Les différences de comportement hydrologique entre les bassins versants se caractérisent essentiellement par les réponses de l'eau du sol. D'une façon générale, la contribution de cette composante à la génération des crues est plus faible dans le reste du bassin de la Haute-Mentue que celle observée dans le bassin de Bois-Vuacoz. La contribution de l'eau du sol est particulièrement limitée dans le bassin de la Corbassière. Ce cas est particulier et dans un premier temps il sera écarté de la réflexion proposée ci-après. L'attention sera portée alors essentiellement sur les réponses hydrologiques des bassins de Ruzillon et d'Esserts.

Selon l'information à disposition, il semblerait que la différence de comportement hydrologique de ces deux bassins comparativement à celui de Bois-Vuacoz soit essentiellement due à leur morphologie et leur géologie. Ceci semble être confirmé par les résultats de l'analyse statistique conduite dans le paragraphe 5.4, qui met en relation la variabilité spatiale des réponses hydrologiques avec les propriétés physiques des bassins versants. Selon cette analyse, il semblerait que la pente, la surface et la géologie des bassins versants conditionnent leur comportement hydrologique.

Effectivement, d'une façon générale, les sols dans les bassins de Ruzillon et d'Esserts sont plus perméables et plus profonds que dans celui de Bois-Vuacoz. La morphologie de ce dernier se distingue clairement de celle du bassin d'Esserts. A Bois-Vuacoz les versants sont peu pentus et convergents, par contre à Esserts ils sont pentus et droits. La morphologie de Ruzillon est plus ou moins intermédiaire

entre celle de ces deux bassins. En se basant sur ces différences physiques il semble possible d'expliquer les comportements hydrologiques de Ruzillon et d'Esserts en adaptant le modèle conceptuel de Bois-Vuacoz.

En conditions sèches, les crues dans les bassins de Ruzillon et d'Esserts sont essentiellement composées d'eau de la nappe et d'eau de pluie. Au début de la crue, on suppose que le flux d'eau de la nappe vers la rivière est augmenté grâce à l'infiltration de l'eau des pluies sur la partie basse du bassin proche de la rivière (fig. 113). Si les propriétés physiques du sol dans cette partie du bassin sont favorables à la formation d'une frange capillaire, l'apport d'eau dû à l'infiltration peut se propager en aval à la vitesse des ondes cinématiques. Mais à vrai dire, la texture du sol en profondeur est vraisemblablement grossière. Il est alors probable que l'eau s'écoule plutôt de façon préférentielle dans des fissures de la roche-mère. D'autre part sous l'effet de l'intumescence de la nappe et de l'accroissement de la transmissivité latérale par saturation du sol, le flux d'eau de la nappe en bas de versant est certainement augmenté. La contribution de l'eau du sol est dans ce cas limitée car les zones contributives n'ont pas le temps de s'étendre à l'intérieur des versants. Ceci est dû au fait que les sols sont perméables et profonds. L'eau s'infiltré essentiellement verticalement dans le sol, par conséquent les conditions de saturation progressent certainement des horizons profonds vers ceux plus proches de la surface du sol. Si les pluies sont suffisamment longues et importantes, les horizons profonds du sol ont le temps de se saturer et ainsi la contribution de l'eau du sol peut être importante (fig. 113).

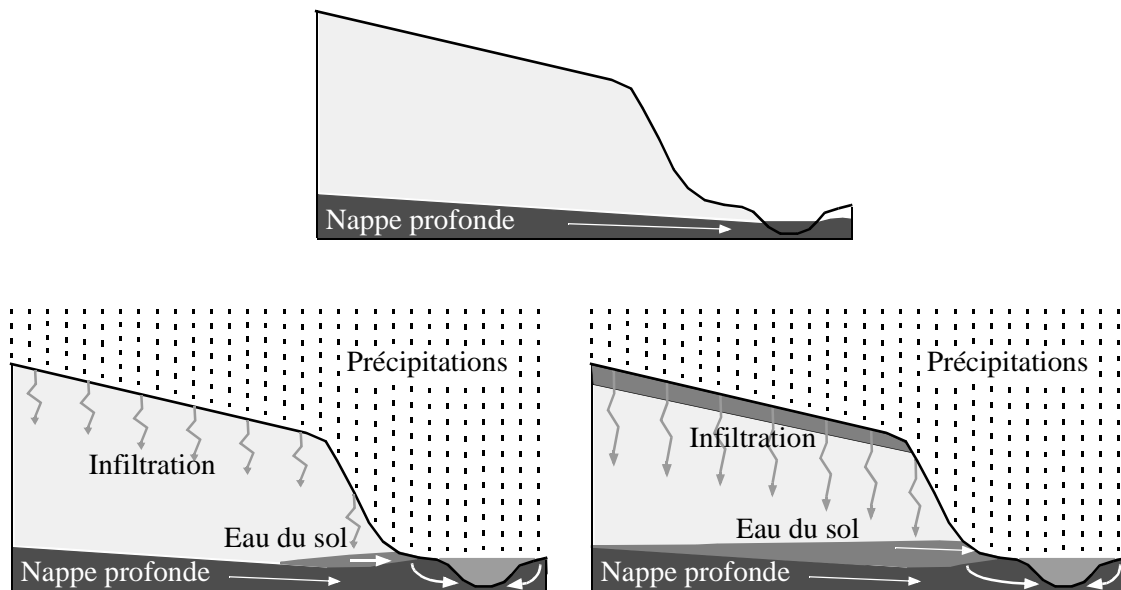


Figure 113. Concept du fonctionnement hydrologique d'un versant pentu à sol profond.

La contribution de cette composante est d'autant plus rapide et plus importante si les conditions initiales d'humidité du sol sont élevées. D'autre part, il est également probable que des conditions de saturation apparaissent lors des événements pluvieux soutenus dans les horizons supérieurs du sol (front d'humectation). Dans ce cas, il est possible que dans cette partie du sol des écoulements par macropores de la même nature que ceux observés sur le bassin de Bois-Vuacoz s'activent. L'eau du sol pourrait ainsi être également acheminée vers la rivière.

A vrai dire concernant l'acheminement de l'eau du sol vers la rivière, dans l'état actuel des

connaissances, il est difficile de déterminer quels sont les mécanismes impliqués et où ils sont actifs. Il serait intéressant dans le futur de tester la validité de ce concept en conduisant une expérimentation de traçage artificiel sur les bassins de Ruzillon et d'Esserts. Cela permettrait entre autres d'évaluer le temps de transit de l'eau à travers le sol et ainsi d'identifier les zones contributives.

Le comportement hydrologique du bassin de la Corbassière est bien différent des trois autres sous-bassins. Les crues dans ce bassin sont essentiellement composées d'eau de la nappe et des précipitations directes. La contribution de l'eau du sol est généralement limitée. Il n'est pas aisé d'expliquer cette différence de comportement, mais comme cela a été dit dans le paragraphe 5.3.4, il semblerait qu'elle soit due à la faible extension des zones contributives, notamment dans la partie agricole du bassin. D'autre part, il est fort probable qu'il n'y ait pas d'écoulements par macropores dans cette partie du bassin. Le processus dominant à Corbassière semble être l'intumescence de la nappe ou l'accroissement de la transmissivité induite par l'infiltration de l'eau de pluie dans la zone riparienne.

D'une façon générale il semblerait que l'augmentation du flux de subsurface soit provoquée par à l'infiltration de l'eau de pluie. Si l'épaisseur du sol perméable est limitée les zones contributives s'étendent à l'intérieur des versants à partir du réseau hydrographique. Dans ce cas la contribution de l'eau du sol à la formation des crues peut être importante. Par contre dans certains cas les zones contributives ont de la peine à s'étendre à l'intérieur des versants. L'infiltration de l'eau de pluie contribue alors essentiellement à augmenter la transmissivité du sol et à élever le niveau de la nappe, ce qui favorise les écoulements de l'eau souterraine vers la rivière. Autrement dit, le principe de l'extension des zones contributives semble pouvoir expliquer la variabilité spatiale et temporelle des réponses hydrologiques observée au cours de cette étude menée sur le bassin de la Haute-Mentue.

Conclusions et perspectives

La conception des processus hydrologiques a passablement évolué depuis les travaux de Horton (1933), qui supposait que l'écoulement rapide des crues était produit par le ruissellement par dépassement de la capacité d'infiltration du sol. Il est maintenant largement reconnu que dans les bassins naturels des régions à climat tempéré les crues sont formées en grande partie par de l'eau de subsurface. Cette avancée dans la conception des processus hydrologiques est due en grande partie aux applications du traçage environnemental. Malgré ces progrès, il est nécessaire d'améliorer encore la compréhension du comportement hydrologique des bassins versants. En effet, il reste à découvrir comment l'eau de subsurface parvient à contribuer à la génération des crues. Ceci constituait un des objectifs principaux de cette recherche.

Au cours de ce travail, les processus hydrologiques ont été identifiés grâce à l'application de mesures à différentes échelles. Tout d'abord ils ont été étudiés à l'échelle du bassin versant par l'application du traçage environnemental. Puis, afin de découvrir les mécanismes responsables des réponses hydrologiques et chimiques mises en évidence lors de cette application, des mesures à l'échelle locale ont été conduites. Mais à vrai dire, l'apport essentiel de cette étude concernant l'identification des processus hydrologiques a été obtenu grâce à l'association de l'information recueillie lors de ces différentes expérimentations. Le recoupement des résultats et des observations a permis de mieux contraindre les hypothèses et ainsi de découvrir quels mécanismes sont responsables de la génération du débit sur le bassin de la Haute-Mentue.

Analyse d'incertitude des modèles de mélange

Avant d'appliquer la technique du traçage environnemental au cas du bassin expérimental de la Haute-Mentue, une analyse d'incertitude des modèles de décomposition d'hydrogramme a été effectuée. Pour cela une approche du type simulation de Monte-Carlo a été adoptée. Afin d'automatiser cette procédure un programme informatique (AIDH) a été développé. Ce programme permet de décomposer les hydrogrammes tout en estimant l'incertitude qui entache les résultats. L'application systématique de ce programme aux hydrogrammes de la Haute-Mentue a permis d'étudier de façon détaillée l'incertitude des modèles de mélange à trois composantes. Ainsi, les facteurs principaux contrôlant leur incertitude ont été identifiés. D'une façon générale, il ressort de cette analyse que la structure de l'incertitude des modèles de mélange dépend de la forme du diagramme de mélange, de l'importance relative de la variabilité chimique des composantes et du rapport relatif de la variabilité totale des traceurs. Dans le cas particulier du modèle de mélange à trois composantes (précipitations directes, eau du sol acide, nappe profonde) et deux traceurs (calcium, silice) de la Haute-Mentue, la détermination de la contribution de l'eau du sol est la plus incertaine. Cela est dû à la forme particulière de ce modèle. La signature chimique de l'eau du sol est intermédiaire entre celle des précipitations directes et celle de la nappe profonde. L'incertitude de la contribution de l'eau du sol dépend alors de la variabilité des deux traceurs à l'intérieur des trois composantes. Par contre les incertitudes des contributions des deux autres composantes dépendent essentiellement de la variabilité d'un seul traceur.

L'approche par simulation de Monte-Carlo permet d'étudier uniquement l'incertitude statistique, qui est induite par la variabilité des traceurs à l'intérieur des composantes. L'incertitude de modélisation, qui est due au choix des hypothèses, a été alors étudiée par une analyse comparative de modèles construits sur des hypothèses alternatives concernant la variabilité spatiale ou temporelle des traceurs à l'intérieur des composantes. Lors d'une analyse préliminaire visant à étudier la chimie des eaux, il s'est avéré que les compositions chimiques des composantes du modèle de mélange de la Haute-Mentue varient selon les saisons et d'un bassin à l'autre. La considération de cette variabilité lors de la définition chimique des composantes du modèle permet de réduire la variabilité chimique des composantes et ainsi de diminuer l'incertitude des modèles de mélange. D'autre part ce complément d'information améliore également la cohérence des séparations d'hydrogrammes.

Concernant la variabilité temporelle de la composition chimique des composantes une analyse plus fine a été entreprise. Les conséquences d'une éventuelle variabilité chimique des composantes à l'échelle des événements pluie-débit sur les séparations d'hydrogrammes ont été évaluées lors de l'application d'une analyse de sensibilité. Il ressort de cette analyse que des variations modérées de la composition chimique des composantes ne modifient pas fondamentalement les résultats des séparations des hydrogrammes. En effet, ces modifications induisent seulement de légères différences au niveau de la répartition des contributions entre les composantes. Globalement l'ensemble des séparations d'hydrogrammes effectuées dans le cadre de cette analyse retranscrit le même comportement hydrologique. La stabilité de ces résultats semble indiquer que dans le cas de la Haute-Mentue le modèle de mélange est cohérent et robuste.

Afin d'évaluer concrètement la cohérence et la qualité du modèle de mélange de la Haute-Mentue, le signal isotopique ^{18}O de la rivière a été simulé à partir des résultats obtenus lors de la décomposition chimique des hydrogrammes. Ces valeurs ont été alors comparées aux teneurs en ^{18}O observées dans la

rivière. Cette comparaison est basée sur l'hypothèse que la silice et le calcium, les deux traceurs du modèle de mélange de la Haute-Mentue, se comportent comme l' ^{18}O à l'échelle de temps des événements pluie-débit, autrement dit ils sont supposés être conservatifs. D'une façon générale, le signal isotopique de la rivière est correctement reproduit. Ceci confirme la validité du modèle et l'applicabilité des deux traceurs chimiques. Toutefois au vu des résultats obtenus tout au long de cette analyse d'incertitude, il subsiste un doute concernant la conservation du calcium et plus particulièrement de la silice à l'échelle de temps des événements pluie-débit.

L'analyse d'incertitude proposée dans cette étude doit être considérée globalement comme une amélioration notable des modèles de mélange. La considération de l'incertitude rend d'une façon générale les décompositions des hydrogrammes plus crédibles. En effet, généralement les applications des modèles de mélange sont construites sur des hypothèses simplificatrices fortes. L'interprétation en termes de processus hydrologiques de tels modèles sans la considération de leur incertitude est difficile voire impossible. La connaissance de l'incertitude des décompositions d'hydrogrammes permet de nuancer leur interprétation physique. L'intégration de l'analyse d'incertitude aux modèles de mélange devrait augmenter encore l'attrait pour ces méthodes.

L'analyse d'incertitude a été conduite uniquement pour le cas particulier du modèle de mélange de la Haute-Mentue. Malgré cela le caractère fondamental de cette analyse devrait permettre de transposer directement les résultats obtenus dans le cadre de ce travail à d'autres cas d'application. Suite à cette étude, il ne semble pas nécessaire de continuer l'analyse fondamentale de l'incertitude des modèles de mélange à trois composantes, car les principes généraux ont été clairement mis en évidence. Par contre, il semble particulièrement important que toute future application des modèles de mélange soit associée à une estimation rigoureuse de l'incertitude des séparations des hydrogrammes, afin de pouvoir interpréter de façon judicieuse ces résultats. A ce sujet, il est important de mentionner que toutes les séparations d'hydrogrammes effectuées dans le cadre de ce travail ont fait l'objet d'une analyse d'incertitude.

Etude du comportement hydrologique à l'échelle du bassin versant par l'application du traçage environnemental

Dans un premier temps les réponses hydrologiques ont été étudiées à l'échelle du bassin versant par l'application du traçage environnemental. Les hydrogrammes, enregistrés aux exutoires de quatre sous-bassins de la Haute-Mentue pendant deux périodes caractéristiques, ont été décomposés grâce à l'application du programme AIDH. La considération de l'incertitude des décompositions d'hydrogrammes a permis de démontrer que les comportements hydrologiques de quatre sous-bassins sont statistiquement différents. Suite à cela, la variabilité spatio-temporelle des réponses hydrologiques, mises en évidence par l'application du traçage environnemental, ont été étudiées. La variabilité temporelle des réponses hydrologiques des bassins versants semble être essentiellement dépendante de l'état hydrique de ces derniers. D'une façon très générale, plus l'humidité du bassin est élevée plus la contribution de l'eau du sol à la génération du débit est importante. Ce comportement est commun à tous les sous-bassins. Ceci constitue d'ailleurs la principale ressemblance entre les comportements hydrologiques des quatre sous-bassins. Il semble toutefois important de mentionner que l'accroissement de la contribution de l'eau du sol avec l'élévation de l'humidité est très variable d'un bassin à un autre.

D'une façon générale, il semblerait que malgré cette ressemblance les comportements hydrologiques des quatre sous-bassins soient différents.

Concernant cette variabilité spatiale des réponses hydrologiques, il semble après comparaison des caractéristiques physiques des bassins versants qu'elle soit essentiellement due à leur morphologie et leur composition géologique. Cette différence de comportement semble également pouvoir être expliquée en partie par un phénomène d'échelle. Afin de confirmer ces hypothèses, la relation entre la variabilité spatio-temporelle des réponses hydrologiques et les propriétés physico-climatiques a été modélisée par des régressions linéaires multiples. Cette analyse statistique a permis de montrer que le comportement hydrologique des bassins versants est contrôlé essentiellement par les conditions antécédentes d'humidité, les précipitation totales, la pente, la superficie et la géologie des bassins versants, ce qui confirme et complète les hypothèses faites précédemment. A propos de cette analyse statistique, il semble important de relever le fait qu'elle a été conduite essentiellement sur les contributions relatives des composantes à la génération du débit de pointe. Il serait intéressant maintenant de mener le même type d'analyse pour d'autres grandeurs caractéristiques telles que le volume total de la contribution des composantes. Une telle analyse peut déboucher sur d'autres conclusions, il serait alors intéressant de les comparer avec celles présentées dans cette étude.

L'identification des facteurs de contrôle contribue directement à l'amélioration de la compréhension du comportement hydrologique à l'échelle du bassin versant. En effet, il donne une indication concernant les paramètres qu'il est important de considérer dans la conceptualisation des processus hydrologiques. A ce sujet, il faut mentionner que les processus hydrologiques et leurs facteurs de contrôle changent probablement suivant l'échelle considérée (Beven, 1989a). Le fait que la superficie des bassins versants a été retenue comme une variable explicative de la variabilité des réponses hydrologiques, va dans le sens de cette observation.

Analyses locales du comportement hydrique des versants

Afin d'améliorer la compréhension du fonctionnement hydrologique des bassins versants, il semblait important de pouvoir expliquer en termes de processus les importantes contributions de l'eau du sol à la génération des crues, mises en évidence lors de l'application du traçage environnemental. Le traçage environnemental fournit une image globale du comportement hydrologique des bassins versants, mais il ne permet pas d'identifier de façon spécifique les mécanismes qui sont à l'origine de la génération du débit. L'identification de ces mécanismes semble passer alors forcément par la mesure à l'intérieur des versants. Dans le cadre de ce travail deux expérimentations, une avec un système TDR et l'autre avec un mini-simulateur de pluie, ont été conduites sur les versants de la Haute-Mentue, afin d'étudier le comportement hydrique du sol.

L'expérimentation de TDR, qui consistait à mesurer en continu l'humidité du sol en 64 points, a montré que la teneur en eau du sol varie fortement dans le temps et l'espace. L'importance de la variabilité spatiale de l'humidité du sol a été mise en évidence entre autres au cours d'une étude géostatistique. Cette étude a permis de démontrer que la variabilité spatiale de la teneur en eau du sol à l'échelle locale (1- 20 mètres) est très importante. Concernant la variabilité temporelle, une tendance saisonnière a été clairement identifiée. Les processus contrôlant le stock d'eau du sol sont différents selon les saisons.

Pendant les mois d'été le processus dominant est l'évapotranspiration. A cette époque les flux d'eau dans le sol sont principalement verticaux, ils se produisent essentiellement dans les horizons supérieurs du sol. Lorsque l'évapotranspiration est forte, la dynamique d'assèchement du sol est spatialement très homogène. Par contre pendant les mois d'automne et d'hiver, la vidange de l'eau du sol est spatialement très hétérogène. A cette époque, l'humidité du sol se maintient à niveau proche de la saturation. Sous l'effet des précipitations le sol se sature alors très rapidement. Concernant l'assèchement des sols suite aux pluies, deux dynamiques bien distinctes ont été mises en évidence. Dans le premier cas le sol se vidange relativement rapidement pendant les jours qui succèdent aux événements pluvieux. Par contre dans le second cas, même une semaine après la fin des pluies, le sol s'est très peu asséché. Cette importante différence de dynamique a été observée à une échelle très locale (1-7 mètres). Cette variabilité spatiale est difficile à expliquer mais elle pourrait bien être due à des écoulements préférentiels latéraux. En effet, la conductivité hydraulique verticale des horizons profonds du sol est très faible, par conséquent la vidange du sol suite aux pluies est alors vraisemblablement provoquée par des écoulements latéraux. Compte tenu de l'importance de la variabilité spatiale des dynamiques de vidange, il semblerait de plus que ces écoulements soient plutôt du type préférentiel qu'homogène sur tout le versant.

L'expérimentation avec le mini-simulateur de pluie a été conduite afin d'évaluer la capacité du sol à transmettre des flux d'eau et indirectement afin d'expliquer l'importante contribution de l'eau du sol à la génération des crues. Cette capacité pour les sols de la Haute-Mentue varie approximativement entre 4 et 100 mm/h pour les mêmes conditions expérimentales, autrement dit la variabilité spatiale est très importante. Une partie de cette variabilité peut être expliquée par des variations de la pédologie et de la géologie à l'échelle du bassin versant. Toutefois, la variabilité à l'échelle locale sur un versant, où le sol et le substratum sont apparemment homogènes, peut être aussi importante. Les différences d'infiltrabilité à cette échelle sont dues essentiellement à des singularités locales. Dans le cas présent, il a été observé que le flux d'eau transitant à travers les sols pouvait être largement augmenté sous l'effet d'écoulements par macropores.

L'information tirée de ces deux expérimentations prises de façon individuelle est intéressante, mais elle ne permet pas vraiment d'identifier les processus responsables des écoulements à travers le sol. Cette information est limitée par sa nature et sa dimension spatiale. C'est d'ailleurs le défaut principal de toutes mesures ponctuelles. Elles fournissent une vision très partielle concernant les processus hydrologiques. Lors de l'analyse et l'interprétation des résultats de ces deux campagnes de mesures, il s'est avéré toutefois que le recoupement des informations pouvait être très intéressant.

Association du traçage environnemental aux observations locales

Partant de cette constatation, les observations faites lors des différentes expérimentations conduites dans ce travail ont été combinées afin de tirer le maximum d'information concernant le comportement hydrologique des bassins versants. L'association des mesures TDR au traçage environnemental a permis de confirmer en partie les résultats des séparations d'hydrogrammes. En effet, la contribution de l'eau du sol à la génération des crues est maximale pratiquement en même temps que l'humidité du sol atteint son niveau le plus haut. A ce moment précis, le sol est quasiment saturé, il est donc favorable aux écoulements latéraux à travers le sol. Les mesures piézométriques, quant à elles, confirment les mesures

TDR en indiquant que le niveau de la nappe se situe seulement à une dizaine de centimètres sous la surface du sol à ce moment-là. D'autre part, tout comme les teneurs en eau, la décroissance du niveau de la nappe est soumise à deux types de dynamique bien distincts. La comparaison de ces dynamiques avec celles observées lors de l'expérimentation avec le simulateur de pluie semble indiquer que les différences sont dues essentiellement à la présence ou non d'écoulement par macropores.

Ce mécanisme est apparemment cohérent avec l'ensemble des observations faites au cours de ce travail. Toutefois, sans une meilleure connaissance de l'organisation et du fonctionnement des écoulements par macropores à l'échelle du bassin versant, il n'est pas possible d'expliquer uniquement l'importante contribution de l'eau du sol à la génération des crues uniquement par ce processus. Ceci d'autant plus qu'il subsiste un doute concernant la signature chimique des écoulements par macropores. Par conséquent, il a semblé judicieux de considérer d'autres processus tels que les écoulements locaux induits par la microtopographie, proposés par Iorgulescu (1997), pour tenter d'expliquer cette importante contribution de l'eau du sol. A priori ce concept d'écoulements locaux est également cohérent avec les observations de terrain. Toutefois, après avoir mis en relation l'élévation du sol avec son humidité il s'est avéré en fait que ce principe ne parvient pas à expliquer la variabilité spatiale des dynamiques de vidange de l'eau du sol, mise en évidence par les mesures TDR. Il en a été déduit que les écoulements locaux ne sont pas actifs sur le versant faisant l'objet de cette analyse ou qu'ils ne sont pas induits par la microtopographie du terrain. A partir de ces résultats, il n'est pas possible d'infirmier d'une façon générale l'hypothèse concernant le rôle de la microtopographie dans la génération des écoulements. En effet, il est envisageable que ce mécanisme soit actif sur le reste du bassin versant.

A vrai dire selon les observations faites tout au long de cette étude, il semble que les importantes contribution de l'eau du sol à la génération des crues soient dues essentiellement aux écoulements par macropores. Afin d'évaluer la capacité du sol à transmettre un flux d'eau latéral et indirectement afin de confirmer le rôle des écoulements par macropores, une expérimentation de traçage artificiel a été conduite à l'intérieur du sous-bassin de Bois-Vuacoz. Cette expérimentation a démontré que les vitesses de déplacement de l'eau du sol sont excessivement rapides. Compte tenu des propriétés physiques et hydrodynamiques du sol, seuls des écoulements préférentiels peuvent expliquer de telles vitesses. A vrai dire, à partir de ces expérimentations il n'est pas possible de connaître la nature de ces écoulements préférentiels, mais compte tenu des résultats précédents et des observations faites sur le terrain il semblerait que cela soit des écoulements par macropores. Concernant la composition chimique de ces écoulements, elle doit être un mélange d'eau de pluie et d'eau du sol. En effet, selon les résultats du traçage artificiel, il semblerait que les macropores drainent une fine fraction d'eau contenue dans le sol avant le début des précipitations. Cette fraction semble toutefois suffire à expliquer les volumes d'eau du sol qui contribuent à la génération des crues.

La grande majorité des mesures locales (TDR, simulateur de pluie, traçage artificiel, mesures piézométriques) ont été conduites à l'intérieur du sous-bassin de Bois-Vuacoz. Ainsi il a été possible d'établir un modèle conceptuel qui explique le comportement hydrologique de ce bassin. Il serait intéressant maintenant de répéter le même type d'expérimentation dans le reste du bassin de la Haute-Mentue pour généraliser ce modèle conceptuel. Dans le cadre de cette étude on a essayé tout de même de généraliser ce schéma conceptuel aux autres sous-bassins de la Haute-Mentue en se basant sur les résultats des séparations d'hydrogrammes et sur la connaissance de leurs caractéristiques physiques (morphologie, pédologie et géologie).

Modèle conceptuel du comportement hydrologique de la Haute-Mentue

Ce modèle conceptuel est basé essentiellement sur le concept de l'extension des zones contributives et le rôle central des écoulements par macropores. En conditions sèches, l'écoulement des cours d'eau est assuré uniquement par les écoulements souterrains de l'eau ayant un contact prolongé avec le substratum carbonaté. Lors des précipitations l'eau des pluies s'infiltré dans le sol, ce qui élève son humidité.

Si l'épaisseur du sol perméable est limitée, le sol se sature rapidement et les surfaces saturées s'étendent à l'intérieur des versants. L'eau de ces zones rejoint alors la rivière par des écoulements par macropores latéraux à travers le sol. La signature chimique de ces écoulements est un mélange d'eau de pluie et d'eau du sol. La proportion entre ces deux composantes dépend des conditions antécédentes d'humidité. Habituellement l'eau contenue dans le sol avant le début des pluies a la signature chimique de l'eau du sol, car l'enrichissement en silice est suffisamment rapide. La contribution des eaux souterraines lors des crues est certainement due à l'élévation du niveau de la nappe et à l'extension des zones contributives. Dans une telle situation la contribution de l'eau du sol à la génération des crues peut être très importante si les conditions hydriques du bassin sont élevées.

Dans certains cas les surfaces saturées ne parviennent pas à s'étendre à l'intérieur des versants. Par exemple, si les versants sont pentus ou si les sols sont profonds, l'extension des surfaces saturées est limitée. L'infiltration de l'eau de pluie contribue alors essentiellement à élever le niveau de la nappe proche de la rivière et à augmenter la transmissivité du sol. En conditions antécédentes sèches, les crues sont composées alors essentiellement d'eau de la nappe et d'eau de pluie. Dans de tels bassins versants, la contribution de l'eau du sol est limitée car le sol se sature lentement. En effet, l'eau de pluie s'infiltré essentiellement verticalement vers les horizons profonds du sol. Par contre si les précipitations sont suffisamment longues ou si les conditions antécédentes d'humidité sont élevées, le sol en profondeur a le temps de se saturer. La contribution de l'eau du sol peut alors être relativement importante. Il est également probable que lors d'importantes pluies, des conditions de saturation apparaissent dans les horizons supérieurs du sol. Dans ce cas, des écoulements par macropores peuvent éventuellement s'activer dans cette partie du sol.

En résumé le principe de l'extension des zones contributives semble être un bon cadre théorique pour expliquer la variabilité spatiale et temporelle des réponses hydrologiques, mise en évidence lors de l'application du traçage environnemental. D'une façon synthétique, plus les surfaces saturées s'étendent à l'intérieur des versants plus la contribution de l'eau du sol à la génération des crues est importante. Selon les observations faites au cours de cette étude, notamment lors de l'analyse statistique mettant en relation les réponses hydrologiques avec les propriétés physiques, il semblerait que l'extension des zones contributives dépend en partie de la pente des versants et de la géologie.

La relation entre l'extension des surfaces saturées et la pente du terrain est bien connue dans le domaine de l'hydrologie. Elle a été notamment mise en évidence par les travaux de Beven et Kirkby (1979). Par contre, le rôle de la géologie sur la génération du débit n'est pas toujours bien considéré dans la modélisation hydrologique actuelle. A ce propos, il faut relever le fait que la relation entre la géologie et la génération des crues n'est pas encore bien comprise et par conséquent pas bien explicitée. Ce point en particulier mériterait à l'avenir une attention particulière. Dans l'état actuel des connaissances, la géologie est le plus souvent considérée dans les modèles hydrologiques indirectement à travers la

caractérisation de la conductivité hydraulique des sols. Concernant cette propriété elle semble peu appropriée pour décrire la capacité des sols à transmettre un flux d'eau. En effet, les processus contrôlant les écoulements d'eau à travers le sol sont assurément différents à l'échelle du bassin que ceux mis en évidence par des analyses ponctuelles ou de laboratoire. En attendant de pouvoir détailler la relation entre les réponses hydrologiques et la géologie, une solution provisoire serait peut-être de définir des zones géologiquement homogènes pour l'application des modèles. D'une façon plus générale on pourrait définir à partir de l'identification des facteurs de contrôle des zones homogènes, à l'intérieur desquelles les processus hydrologiques seraient supposés être identiques. Les modèles hydrologiques devraient être alors adaptés selon les caractéristiques de chacune de ces zones homogènes.

Selon cette étude il semblerait que la génération des crues soit essentiellement contrôlée par des phénomènes, des processus locaux. Habituellement, dans les modèles hydrologiques, on ne tient pas compte de la structure des écoulements à l'échelle locale, pourtant il semblerait qu'elle soit à l'origine de la génération des crues. A l'avenir, il faudrait peut-être envisager d'adapter les modèles hydrologiques afin de pouvoir considérer de tels écoulements. Avant d'entamer cette démarche, il faudrait préalablement avoir une réflexion sur l'apport de la considération d'un tel niveau de détail, car en réalité, la considération des processus locaux ne conduira pas forcément à une amélioration de la modélisation hydrologique. En effet, cette considération tendra à augmenter très largement le nombre de paramètres et la complexité des modèles hydrologiques.

L'apport essentiel de cette recherche est d'avoir démontré par l'association d'information de nature différente que les volumes d'eau de pluie et du sol contribuant à la génération des crues peuvent être expliqués principalement par des écoulements préférentiels s'effectuant très probablement à travers des macropores. Ce résultat est particulièrement intéressant car il explique en termes de mécanismes les réponses hydrologiques et chimiques, mises en évidence par la décomposition des hydrogrammes, tout en respectant les observations TDR, les processus d'enrichissement chimique de l'eau et les vitesses de transit à travers le sol déterminées par l'application du traçage artificiel.

Perspectives

Afin de valider le modèle conceptuel proposé dans cette étude pour expliquer la variabilité des réponses hydrologiques, il serait utile de mener des expérimentations de traçage artificiel sur le reste du bassin de la Haute-Mentue. La détermination des vitesses de transit de l'eau à travers le sol devrait fournir une indication précieuse concernant la forme des écoulements de subsurface et sur le rôle de la géologie et de la topographie dans leur génération. Afin d'avoir une meilleure vision des écoulements sur les versants, il serait intéressant d'installer des piézomètres entre les points d'injection et la rivière afin de pouvoir faire des mesures intermédiaires. Ceci permettrait de suivre les écoulements à travers les pentes du bassin et ainsi de mieux déterminer la vitesse de transit, la direction et la profondeur des écoulements à travers le sol. Ces expérimentations devraient permettre également d'estimer l'importance et la localisation des zones contributives. La comparaison de l'ensemble de ces paramètres et des propriétés physiques entre les différents sous-bassins de la Haute-Mentue pourrait éventuellement donner une indication également sur les facteurs qui contrôlent les écoulements de subsurface. Suite à l'application du traçage environnemental, si le désir est de découvrir de façon précise quels sont les mécanismes responsables des écoulements de subsurface, de nouvelles mesures ponctuelles pourraient alors être

envisagées dans les zones identifiées comme étant contributives.

L'association de mesures de nature différente semble très prometteuse pour l'étude des processus hydrologiques. En effet, le recoupement des résultats de plusieurs expérimentations constitue un apport précieux d'information, qui devrait conduire à une meilleure compréhension du comportement hydrologique des bassins versants. Pour que ce type d'approche soit totalement efficace, il est important de bien programmer les campagnes de mesures. Il faut partir du général pour aller vers le spécifique, autrement dit il faut débiter avec les mesures à l'échelle du bassin versant (ex: traçage environnemental) et finir avec les mesures ponctuelles (ex: TDR). La nature et le lieu des mesures ponctuelles devraient être choisis seulement à la suite de l'analyse de mesures globales. D'autre part, il faut essayer aussi souvent que possible de mener en même temps les différentes expérimentations afin de pouvoir parfaitement recouper les informations.

Cette approche pourrait être utile également pour résoudre du moins en partie le problème d'échelle dont souffrent les modèles hydrologiques actuels. Une grande majorité des modèles hydrologiques est construite sur des lois physiques ou des concepts qui décrivent correctement les processus à une échelle locale mais qui ne sont pas applicables à l'échelle du bassin versant. A vrai dire ceci ne pose pas de problèmes pour autant que ces modèles soient appliqués à la bonne échelle, mais en réalité ils sont utilisés le plus souvent pour simuler les réponses hydrologiques à l'échelle du bassin versant. Ces modèles perdent alors tout leur sens. Afin de définir clairement les limites d'application des modèles hydrologiques, il est donc indispensable de connaître parfaitement les processus qui sont dominants à une échelle donnée. A ce titre, l'approche de "down-scaling" proposée dans cette étude, qui vise à associer des mesures faites à différentes échelles, devrait être intéressante.

Concernant la modélisation hydrologique à l'échelle du bassin versant, il faudrait à l'avenir prêter plus d'attention au couplage des modélisation hydrologique et hydrochimique. En effet, le traçage environnemental présente l'immense avantage d'être une mesure intégrative à l'échelle du bassin versant. La considération de cette information dans la modélisation hydrologique devrait alors être bénéfique. Quelques études allant dans ce sens ont déjà été publiées (DeGrosbois et al., 1988; Robson et al., 1992; Harris et al., 1995; Iorgulescu, 1997; Molicová, 1997; Uhlenbrook et Leibundgut, 1999), mais la plupart d'entre elles se contentent de calibrer ou de valider les modèles hydrologiques par l'utilisation du traçage environnemental. Parmi ces études très peu d'auteurs ont essayé d'adapter la structure des modèles hydrologiques afin de parvenir à reproduire aussi bien les réponses hydrologiques que chimiques. Pourtant, ceci devrait conduire à une meilleure conceptualisation hydrologique respectant mieux les réponses hydrologiques observés à l'échelle du bassin versant. Par contre, la considération du traçage environnemental dans la modélisation hydrologique ne conduira pas forcément à une meilleure reproduction du débit. En effet, l'adaptation de la structure des modèles hydrologiques produira certainement un accroissement du nombre de paramètres, ce qui aura un effet incertain sur leur identifiabilité.

D'une façon générale, face à l'état actuel des connaissances, il semble nécessaire de poursuivre la recherche fondamentale en hydrologie afin d'améliorer encore la compréhension des processus hydrologiques. Indirectement cette recherche devrait entraîner de nouveaux développements dans le domaine de la modélisation hydrologique. A ce propos, il semble que l'amélioration de la conceptualisation des modèles hydrologiques passe forcément par une étroite collaboration entre ces

deux domaines de l'hydrologie. Par conséquent, à l'avenir les échanges de connaissances et d'idées entre les chercheurs travaillant dans le domaine de l'hydrologie expérimentale et ceux développant les modèles hydrologiques devraient être plus fréquents et plus intenses. Ainsi seulement on parviendra à produire des outils de prévisions hydrologiques fiables, qui seront d'ailleurs dans le futur de plus en plus indispensables pour assurer une parfaite gestion de l'eau à l'échelle du bassin versant.

Bibliographie

- Abdul, A.S. et Gillham, R.W., 1984a. Field studies of the effects of the capillary fringe on streamflow generation. *Journal of Hydrology*, 112: 1-18.
- Abdul, A.S. et Gillham, R.W., 1984b. Laboratory studies of the effects of the capillary fringe on streamflow generation. *Water Resources Research*, 20(6): 691-698.
- Ambroise, B., 1998. Genèse des débits dans les petits bassins versants ruraux en milieu tempéré: 1 - Processus et facteurs. *Revue des Sciences de l'Eau*, 11: 471-495.
- Asseline, J. et Valentin, C., 1978. Construction et mise au point d'un infiltromètre à aspersion. *Cah. ORSTOM, série Hydrol.*, XV(4): 321-349.
- Atteia, O., 1992. Rôle du sol dans le transfert des éléments traces en solution - Application à l'étude de quelques écosystèmes d'altitude. Thèse No 1031, Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, 253 pp.
- Bazemore, D.E., Eshleman, K.N. et Hollenbeck, K.J., 1994. The role of soil water in stormflow generation in a forested headwater catchment: synthesis of natural tracer and hydrometric evidence. *Journal of Hydrology*, 162: 47-75.
- Bellair, P. et Pomerol, C., 1984. *Eléments de géologie*. Armand Colin, Paris, 495 pp.
- Beven, K., 1981. Kinematic subsurface stormflow. *Water Resources Research*, 17: 1419-1424.
- Beven, K., 1982. On subsurface stormflow: predictions with simple kinematic theory for saturated and unsaturated flows, 18: 1627-1633.

- Beven, K., 1989a. Changing ideas in hydrology - The case of physically-based models. *Journal of Hydrology*, 105: 157-172.
- Beven, K., 1989b. Interflow. In: H.J. Morel-Seytoux (Editor), *Unsaturated flow in hydrologic modeling - Theory and practice*, Kluwer Academic, Amsterdam, pp. 191-219.
- Beven, K. et Germann, P., 1982. Macropores and water flow in soils. *Water Resources Research*, 18(5): 1311-1325.
- Beven, K.J., 1991. Hydrograph separation?, *Proceedings of the BHS Third Hydrology Symposium*, Institute of Hydrology, Wallingford, pp. 3.1-3.8.
- Beven, K.J. et Kirby, M.J., 1979. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin - Bulletin des Sciences Hydrologiques*, 24(1,3): 43 - 69.
- Birchak, J.R., Gardner, C.G., Hipp, J.E. et Victor, J.M., 1974. High dielectric constant microwave probes for sensing soil moisture. *Proc. IEEE*, 62(1): 93.
- Bishop, K.H., 1991. Episodic increases in stream acidity, catchment flow pathways and hydrograph separation. Doctoral dissertation, University of Cambridge.
- Blavoux, B., 1978. Etude du cycle de l'eau au moyen de l'O18 et du Tritium. Possibilités et limites de la méthode des isotopes du milieu en hydrologie de la zone tempérée. Thèse de l'Université de Paris 6, Paris.
- Bonell, M., 1993. Progress in the understanding of runoff generation dynamics in forest. *Journal of Hydrology*, 150: 217-275.
- Bratley, P., Fox, B.L. et Schrage, L.E., 1983. *A guide to simulation*. Springer-Verlag, New York, 383 pp.
- Buttle, J.M., 1994. Isotope hydrograph separations and rapid delivery of pre-event water from drainage basins. *Progress in Physical Geography*, 18(1): 16-41.
- Buttle, J.M. et Peters, D.L., 1997. Inferring hydrological processes in a temperate basin using isotopic and geochemical hydrograph separation: a re-evaluation. *Hydrological Processes*, 11: 557-573.
- Calder, I.R. et Newson, M.D., 1979. Land use and upland water resources in Britain - a strategic look. *Water Resour. Bull.*, 16: 1628-1639.
- Campbell, M.J. et Ulrichs, J., 1969. Electrical properties of rocks and their significance for lunar radar observations. *J. Geophys. Res.*, 74: 5867.
- Cappus, P., 1960. Bassin expérimental d'Alrance. Etude des lois de l'écoulement. Application au calcul et à la prévision des débits. *La Houille Blanche*, A: 493-520.
- Casenave, A., 1982. Le mini-simulateur de pluies conditions d'utilisation et principes de l'interprétation des mesures. *Cah. ORSTOM, série. Hydrol.*, XIX(4): 207-227.
- Chow, V.T., Maidment, D.R. et Mays, L.W., 1988. *Applied Hydrology*. McGraw-Hill Book Company, Singapore, 572 pp.
- Christophersen, N., Neal, C., Hooper, R.P., Vogt, R.D. et Andersen, S., 1990. Modelling streamwater chemistry as a mixture of soilwater end-members - a step towards second generation acidification models. *Journal of Hydrology*, 116: 307-320.

- Clark, I. et Fritz, P., 1997. Environmental isotopes in hydrogeology. Lewis Publishers, New York, 328 pp.
- Dahms, A., Marzian, W. et Van Almisk, B., 1997. Programmation Office97 en VBA5. Grand livre. Micro Application, Paris, 1164 pp.
- Dansgaard, W., 1964. Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 16: 436-468.
- De Grosbois, E., Hooper, R.P. et Christophersen, N., 1988. A multesignal automatic calibration methodology for hydrochemical models: A case study of the Birkenes model. *Water Resources Research*, 24: 1299-1307.
- Demuth, S., 1993. Untersuchungen zum Niedrigwasser in West-Europa. *Freiburger Schriften zur Hydrologie*, 1. Professur für Hydrologie, Universität Freiburg i. Br., 204 pp.
- Dewalle, D.R. et Pionke, H.B., 1994. Streamflow generation on a small agricultural catchment during autumn recharge: II. Stormflow periods. *Journal of Hydrology*, 163: 23-42.
- Dewalle, D.R., Swistock, B.R. et Sharpe, W.E., 1988. Three-component tracer model for stormflow on a small Appalachian forested catchment. *Journal of Hydrology*, 104: 301-310.
- Dirksen, C. et Dasberg, S., 1993. Improved calibration of Time Domain Reflectometry soil water content measurements. *Soil Science Society of America Journal*: 660-667.
- Duchaufour, P., 1984. *Abrégé de pédologie*. Masson, Paris, 220 pp.
- Dunne, T. et Black, R.D., 1970. An experimental investigation of runoff production in permeable soils. *Water Resources Research*, 6(2): 478-490.
- Dupraz, H., 1994. *Théorie des erreurs 2, Statistique et calculs de compensation appliqués à la géodésie et à la mensuration*. Cours polycopié. Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne.
- Durand, P. et Juan Torres, J.L., 1996. Solute transfer in agricultural catchments: the interest and limits of mixing models. *Journal of Hydrology*, 181: 1-22.
- Durand, P., Neal, M. et Neal, C., 1993. Variations in stable oxygen isotope and solute concentrations in small submediterranean montane streams. *Journal of Hydrology*, 144(1-4): 283-290.
- Elsenbeer, H., Lorieri, D. et Bonell, M., 1995. Mixing model approaches to estimate storm flow sources in an overland flow-dominated tropical rain forest catchment. *Water Resources Research*, 31(9): 2267-2278.
- Epstein, S. et Mayeda, T., 1953. Variations of O18 content of waters from natural sources. *Geochemica and Cosmochimica*, 4: 213-224.
- Eriksson, E., 1985. *Principles and applications of hydrochemistry*. Chapman and Hall, London, New-York, 187 pp.
- Etcheverry, D. et Parriaux, A., 1998. Les méthodes isotopiques dans la pratique de l'hydrogéologie. *Gas, Wasser, Abwasser* 1: 10-16.
- Ewen, J., Parkin, G. et O'Connell, P.E., 1998. SHETRAN: a coupled surface/subsurface modelling system for 3D water flow and sediment and solute transport in river basins. Submitted to *Water Resources Research*.

- FAO-UNESCO-ISRIC, 1988. Soil Map of the World. Revised Legend. Reprinted with corrections. World Soils Resources Report. 60, FAO, Rome.
- Ferguson, R.I., Trudgill, S.T. et Ball, J., 1994. Mixing and uptake of solutes in catchments: model development. *Journal of Hydrology*, 159: 223-233.
- Fontes, J.C., 1980. Environmental isotopes in groundwater hydrology. In: P. Fritz et J.C. Fontes (Editors), *Handbook of environmental isotope geochemistry*, Elsevier, Amsterdam, pp. 75-140.
- Friedman, I., O'Neil, J.R. et Cebula, G., 1982. Two new carbonate stable isotope standards. *Geostandard Newsletter*, 6: 11-12.
- Genereux, D., 1998. Quantifying uncertainty in tracer-based hydrograph separations. *Water Resources Research*, 34(4): 915-919.
- Genereux, D.P., Hemond, H.F. et Mulholland, P.J., 1993. Use of radon-222 and calcium as tracers in a three-end-member mixing model for streamflow generation on the West Fork of Walker Branch watershed. *Journal of Hydrology*, 142: 167-211.
- Germann, P.F., 1990. Macropores and hydrologic hillslope processes. In: M.G. Anderson et T.P. Burt (Editors), *Process studies in hillslope hydrology*, John Wiley & Sons, Chichester, pp. 327-363.
- Germann, P.F. et Beven, K., 1981. Water flow in soil macropores. III. A statistical approach. *Journal of Soil Science*, 32: 31-39.
- Germann, P.F. et Beven, K., 1986. A distribution function approach to water flow in soil macropores based on kinematic wave theory. *Journal of Hydrology*, 83: 173-183.
- Gratier, M., 1980. Les sols du plateau vaudois. *Mémoires de la société vaudoise des sciences naturelles*, 16(3): 188.
- Hamid, S., Dray, M. et Fehri, A., 1986. Traçage isotopique des composantes de l'écoulement de crue exemple du bassin versant expérimental du Redon (Haute-Savoie, France), *Journées d'hydrologie de Strasbourg, Crues et inondations*, Strasbourg, pp. 131-141.
- Hamid, S., Dray, M., Fehri, A., Dorioz, J.M., Normand, M. et Fontes, J.C., 1989. Etude des transferts d'eau à l'intérieur d'une formation morainique dans le bassin du Léman - Transferts d'eau dans la zone non saturée. *Journal of Hydrology*, 109: 369-385.
- Hammersley, J.M. et Handscomb, D.C., 1967. *Les méthodes de Monte-Carlo*. Dunod, Paris.
- Harris, D.M, McDonell, J.J. et Rodhe, A., 1995. Hydrograph separation using continuous open system isotope mixing. *Water Resources Research*, 31(1): 157-171.
- Henderson, F.M. et Wooding, R.A., 1964. Overland flow and groundwater flow from a steady rainfall of finite duration. *J.Geophys.Res.*, 69: 1531-1540.
- Hewlett, J.D., 1961. Soil moisture as a source of base flow from steep mountain watersheds. Paper 132, US Forest Service, Ashville, N.C.
- Hewlett, J.D. et Hibbert, A.R., 1967. Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. In: W.E. Sopper et H.W. Lull (Editors), *International Symposium on Forest Hydrology*, Pergamon, Oxford, pp. 275-290.

- Hirata, T. et Muraoka, K., 1993. The relation between water migration and chemical processes in a forest ecosystem, Tracers in hydrology, Proceedings of the Yokohama Symposium, IAHS Publication No 215, pp. 31-40.
- Hooper, R.P., Christophersen, N. et Peters, N.E., 1990. Modelling streamwater chemistry as a mixture of soilwater end-members - an application to the Panola mountain catchment, Georgia, U.S.A. *Journal of Hydrology*, 116: 321-343.
- Hooper, R.P. et Shoemaker, C.A., 1986. A comparison of chemical and isotopic hydrograph separation. *Water Resources Research*, 22(10): 1444-1454.
- Horton, R.E., 1933. The role of infiltration in the hydrologic cycle. *Trans. Amer. Geophys. Union*, 14: 446-460.
- Hursh, C.R., 1936. Storm-water and absorption. *Trans. Amer. Geophys. Union*, 17: 301-302.
- Hursh, C.R., 1944. Report of the sub-committee on subsurface flow. *Trans. Amer. Geophys. Union*, 25: 743-746.
- ILRI, 1976. International Institute for Land Reclamation and Improvement, Discharge measurement structures, Publication 20, Wageningen, The Netherlands, 464 pp.
- Iorgulescu, I., 1997. Analyse du comportement hydrologique par une approche intégrée à l'échelle du bassin versant. Application au bassin versant de la Haute-Mentue. Thèse No 1613, Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, 216 pp.
- Iorgulescu, I., Beven, K.J. et Musy, A., 1998. On the use and limitations of isotope based mixing models in temperate climate: the Haute-Mentue case. *Hydrological Processes*, Submitted.
- Iorgulescu, I., Joerin, C. et Musy, A., 1997. The role of the micro topography in the generation of "pre-event water" storm flow, 22nd General Assembly of the European Geophysical Society (EGS), Vienna.
- IUPAC, 1994. Atomic weights of the elements 1993. *Pure and Applied chemistry*, 66(12): 2423-2444.
- Jaton, J.F., 1988. Modélisation des relations pluies - débits, Etude de la pluie de projet. No 176, Institut du Génie Rural, Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne.
- Jenkins, A., Ferrier, R.C., Harriman, R. et Ogunkoya, Y.O., 1994. A case study in catchment hydrochemistry: conflicting interpretations from hydrological and chemical observations. *Hydrological Processes*, 8: 335-349.
- Joerin, C., 1997. Analyse d'incertitude des modèles de mélange géochimique - Application à la décomposition des hydrogrammes de la Haute-Mentue. Diplôme du cycle postgrade en hydrologie et hydrogéologie, Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, 69 pp.
- Joerin, C., Beven, K.J. Iorgulescu, I. et Musy, A., Uncertainty analysis of geochemical mixing models and implications for hydrological processes identification. Submitted to *Water Resources Research*.
- Joerin, C., Musy, A. et Pointet, F., 1999a. Hydrological processes identification by the combination of environmental tracing with time domain reflectometry measurements. In: C. Leibundgut, J. McDonnell et G. Schultz (Editors), *Integrated Methods in Catchment Hydrology - Tracer, Remote Sensing and New Hydrometric Techniques*, IAHS Publication No 258, Wallingford, pp. 111-117.

- Joerin, C., Musy, A. et Pointet, F., 1999b. Study of hydrological processes by the combination of environmental tracing and hill slope measurements. In: A. Musy, L.S. Pereira, M. Fritsch (Editors), Proceedings of 2nd Inter-Regional Conference on Environment-Water, Emerging technologies for sustainable land use and water management, Presses Polytechniques et Universitaires Romandes (PPUR); EPFL, Lausanne.
- Jordan, J.-P., 1992. Identification et modélisation des processus de génération des crues: Application au bassin de la Haute-Mentue. Thèse No 1014, Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, 318 pp.
- Jordan, J.-P., 1994a. Bassin de recherche et modélisation des processus de formation des crues, proposition d'une approche couplée. *La Houille Blanche*, 3: 15-22.
- Jordan, J.-P., 1994b. Spatial and temporal variability of stormflow generation processes on a Swiss catchment. *Journal of Hydrology*, 153: 357-382.
- Journel, A.G. et Huijbregts, C.J., 1978. *Mining Geostatistics*. Academic Press Inc., London, 600 pp.
- Jouzel, J., Froehlich, K. et Schotterer, U., 1997. Deuterium and oxygen-18 in present-day precipitation: data and modelling. *Hydrological Sciences Journal*, 42: 747-763.
- Kennedy, V.C., 1971. Silica variation in stream water with time and discharge. In: J. D. Hem (Editor), Nonequilibrium systems in natural water chemistry, *Advances in chemistry series*, Am. Chem. Soc, Washington, D. C., pp. 106-130.
- Kennedy, V.C., Kendall, C., Zellweger, G.W., Wyerman, T.A. et Avanzino, R.J., 1986. Determination of the components of stormflow using water chemistry and environmental isotopes, Mattole river basin, California. *Journal of Hydrology*, 84: 107-140.
- Labhart, T. et Decrouez, D., 1997. *Géologie de la Suisse. Les compagnons du naturaliste*. Delachaux et Niestlé SA, Lausanne-Paris, 211 pp.
- Laloë, C., 1996. Evaluation du potentiel d'utilisation de données issues de la télédétection pour la modélisation hydrologique du bassin versant de la Haute-Mentue. Stage de fin d'étude en vue de l'obtention du diplôme d'agronomie approfondie, Ecole Nationale Supérieure Agronomique de Rennes, 68 pp.
- Llorens, P., Poch, R., Latron, J. et Gallart, F., 1997. Rainfall interception by a *Pinus sylvestris* forest patch overgrown in a Mediterranean mountainous abandoned area. I. Monitoring design and results down to the event scale. *Journal of hydrology*, 199: 331-3345.
- Luxmoore, R.J., 1981. Micro-, meso-, and macroporosity of soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 45: 671.
- Maloszewski, P., Rauert, W., Stichler, W. et Hermann, A., 1983. Application of flow models in an Alpine catchment area using tritium and deuterium data. *Journal of Hydrology*, 66: 319-330.
- Matheron, G., 1962. *Traité de Géostatistique Appliquée*, Technip, Volumes 1 et 2, Paris.
- Matheron, G.F., 1970. La théorie des variables régionalisées et ses applications, Tech. Rep. Fascicule 5, Les cahiers du centre de morphologie mathématique de Fontainebleau, Ecole Supérieure des Mines de Paris.
- Maulé, C.P. et Stein, J., 1990. Hydrologic flow path definition and partitioning of spring meltwater. *Water Resources Research*, 26: 2959-2970.
- McDonnell, J.J., 1990. A rationale for old water discharge through macropores in a steep, humid catchment. *Water Resources Research*, 26: 2821-2832.

- McDonnell, J.J., Bonell, M., Stewart, M.K. et Pearce, A.J., 1990. Deuterium variations in storm rainfall: implications for stream hydrograph separation. *Water Resources Research*, 26(3): 455-458.
- McDonnell, J.J., Stewart, M.K. et Owens, I.F., 1991. Effect of catchment-scale subsurface mixing on stream isotopic response. *Water Resources Research*, 27: 3065-3073.
- Merot, P., Bourguet, M. et Le Leuch, M., 1981. Analyse d'une crue à l'aide du traçage naturel par l'Oxygène 18 mesuré dans les pluies, le sol, le ruisseau. *Catena*, 8: 69-81.
- Meylan, P. et Musy, A., 1996. Hydrologie fréquentielle. Cours polycopié, Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne.
- Mikovari, A., Peter, C. et Leibundgut, Ch., 1995. Investigation of preferential flow using tracer techniques. In: Ch. Leibundgut (Editor), *Tracer technologies for hydrological systems*, IAHS Publication No 229, pp. 87-97.
- Molicová, H., 1997. Bilan et modélisation des flux hydriques et hydrochimiques sur un bassin versant élémentaire forestier tropical. Thèse de doctorat, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, 268 pp.
- Morgenthaler, S., 1997. Introduction à la statistique. Méthodes mathématiques pour l'ingénieur, 9. Presses Polytechniques et Universitaires Romandes, Lausanne, 317 pp.
- Mouillière, D., 1993. Identification des processus de génération de l'écoulement par traçage chimique. Cycle postgrade interuniversitaire en hydrologie et hydrogéologie, Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, 91 pp.
- Musy, A. et Higy, C., 1998. Hydrologie appliquée. HGA, Bucarest, 366 pp.
- Musy, A. et Soutter, M., 1991. Physique du sol. Collection gérer l'environnement, 6. Presses Polytechniques et Universitaires Romandes, Lausanne, 335 pp.
- Nash, J.E., 1957. The form of the instantaneous unit hydrograph. *IAHS Publication No 45*, 3-4: 114-121.
- Neal, C., Robson, A. et Smith, C.J., 1990. Acid neutralization capacity variations for the Hafren forest stream, Mid-Wales: Inferences for hydrological processes. *Journal of Hydrology*, 121: 85-101.
- Ogunkoya, O.O. et Jenkins, A., 1993. Analysis of storm hydrograph and flow pathways using a three-component hydrograph separation. *Journal of Hydrology*, 142: 71-88.
- OMM, 1980. Organisation mondiale de météorologie. Guide des pratiques hydrologiques, analyse, prévision et autres applications. No 168, Genève.
- Parriaux, A., 1981. Contribution à l'étude des ressources en eau du bassin de la Broye. Thèse No 393, Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, 386 pp.
- Pilgrim, D.H., Huff, D.D. et Steele, T.D., 1979. Use of specific conductance and contact time relations for separating flow components in storm runoff. *Water Resources Research*, 15: 329-339.
- Pinder, G.F. et Jones, J.F., 1969. Determination of the ground-water component of peak discharge from the chemistry of total runoff. *Water Resources Research*, 5(2): 438-445.
- Pionke, H.B., Gburek, W.J. et Folmar, G.J., 1993. Quantifying stormflow components in a Pennsylvania watershed when 18O input and storm conditions vary. *Journal of Hydrology*, 148: 169-187.

- Pointet, F., 1998. Analyse de la variabilité spatiale et temporelle de la teneur en eau du sol: application au bassin versant expérimental de la Haute-Mentue. Travail de diplôme, Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, 79 pp.
- Reber, O., 1993. Rôle de la couverture pédologique dans la réponse hydrologique. Travail de diplôme, Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, 115 pp.
- Robson, A., Beven, K. et Neal, C., 1992. Towards identifying sources of subsurface flow: A comparison of components identified by a physically based runoff model and those determined by chemical mixing techniques. *Hydrological Processes*, 6: 199-214.
- Rodhe, A., 1987. The origin of streamwater traced by oxygen-18. Report Series A, No. 41, Division of Hydrology, Department of Physical Geography, Uppsala University.
- Rossi, L., 1998. Qualité des eaux de ruissellement urbaines. Thèse No 1789, Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, 313 pp.
- Roth, K., Schulin, R., Flühler, H. et Attinger, W., 1990. Calibration of time domain reflectometry for water content, measurement using composite dielectric approach. *Water Resources Research*, 26: 2267-2273.
- Rutter, A.J., 1975. The hydrological cycle on vegetation. In: J.L. Monteith (Editor), *Vegetation and the Atmosphere*, Academic Press, London, pp. 111-114.
- Rutter, A.J., Kershaw, K.A., Robins, P.C. et Morton, A.J., 1971. A predictive model of rainfall interception in forests, 1. Derivation of the model from observations in a plantation of Corsican pines. *Agricultural Meteorology*, 9: 367-384.
- Rutter, A.J. et Morton, A.J., 1977. A predictive model of rainfall interception in forest, 3. Sensitivity of the model to stand parameters and meteorological variables. *Journal of Applied Ecology*, 12: 567-588.
- Rutter, A.J., Morton, A.J. et Robins, P.C., 1975. A predictive model of rainfall interception in forests, 2. Generalization of the model and comparison with observations in some coniferous and hardwood stands. *Journal of Applied Ecology*, 12: 367-380.
- Schnegg, P.-A. et Doerfliger, N., 1997. An inexpensive flow-through field fluorometer, 6e Colloque d'hydrologie en pays calcaire et milieu fissuré, La Chaux-de-Fonds.
- Sherman, L.K., 1932. Streamflow from rainfall by the unit-graph method. *Eng. News Record*, 108: 501-505.
- Sklash, M.G., 1990. Environmental isotope studies of storm and snowmelt generation. In: M.G. Anderson et T.P. Burt (Editors), *Process Studies in Hillslope Hydrology*, John Wiley & Sons, Chichester, pp. 401-435.
- Sklash, M.G., Beven, K.J., Gilman, K. et Darling, W.G., 1996. Isotope studies of pipeflow at Plynlimon, Wales, UK. *Hydrological Processes*, 10: 921-944.
- Sklash, M.G. et Farvolden, R.N., 1979. The role of groundwater in storm runoff. *Journal of Hydrology*, 43: 46-65.
- Sklash, M.G. et Farvolden, R.N., 1982. The use of environmental isotopes in the study of high-runoff episodes in streams. In: E.C. Jr Perry et C.W. Montgomery (Editors), *Isotope studies of Hydrologic Processes*, Northern Illinois University Press, Illinois, DeKalb, pp. 65-73.

- Sklash, M.G., Stewart, M.K. et Pearce, A.J., 1986. Storm runoff generation in humid headwater catchments 2. A case study of hillslope and low-order stream response. *Water Resources Research*, 22: 1273-1282.
- Stewart, M.K. et McDonnell, J.J., 1991. Modeling base flow soil water residence times from deuterium concentrations. *Water Resources Research*, 27: 2681-2693.
- Swistock, B.R., DeWalle, D.R. et Sharpe, W.E., 1989. Sources of acidic storm flow in an Appalachian headwater stream. *Water Resources Research*, 25(10): 2139-2147.
- Talamba, D., 1999. Study of the hydrological processes by a comparative approach at the catchment scale: Application to the Haute-Mentue catchment. Postgraduate cycle in hydrology, Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, 49 pp.
- Talamba, D. et Joerin, C., 1999. Traitement des données hydro-pluviométriques en vue de l'analyse des processus hydrologiques sur le bassin de la Haute-Mentue, 5èmes Rencontres Hydrologiques Franco-Roumaines, Lyon.
- Tinga, W.R., Voss, W.A.G. et Blossey, D.F., 1973. Generalised approach to multiphase dielectric mixture theory. *Journal Applied Physics*, 44: 3897.
- Topp, G.C., Davis, J.L. et Annan, A.P., 1980. Electromagnetic determination of soil water content: measurements in coaxial transmission lines. *Water Resources Research*, 16(3): 574-582.
- Tóth, J., 1963. A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. *Journal of Geophysical Research*, 68: 4795-4812.
- Tsukamoto, Y. et Ohta, T., 1988. Runoff process on a steep forested slope. *Journal of Hydrology*, 102: 165-178.
- Uhlenbrook, S. et Leibundgut, C., 1999. Integration of tracer information into the development of a rainfall-runoff model. In: C. Leibundgut, J. McDonnell et G. Schultz (Editors), *Integrated Methods in Catchment Hydrology - Tracer, Remote Sensing and New Hydrometric Techniques*, IAHS Publication No 258, Wallingford, pp. 93-100.
- Ward, R.C. et Robinson, M., 1990. *Principles of hydrology*. McGraw-Hill book company, London, 365 pp.
- Weast, R.C., 1974. *Handbook of chemistry and physics*, OH: CRC Press., Cleveland, pp. E-55.
- Weingartner, R. et Aschwanden, H., 1986. *Die Abflussregimes der Schweiz*. Geologie der Schweiz - Hydrologie, 33, Berne.
- Wels, C., Cornett, R.J. et Lazerte, B.D., 1991. Hydrograph separation: a comparison of geochemical and isotopic tracers. *Journal of Hydrology*, 122: 253-274.
- White, I. et Zegelin, S.J., 1995. Electric and dielectric methods for monitoring soil-water content. In: L.G. Wilson, L.G. Everett et S.J. Cullen (Editors), *Handbook of vadose zone characterization & monitoring*, Lewis Publishers, CRC Press, Boca Raton, USA, pp. 343-385.
- Zakri, T., 1997. Contribution à l'étude des propriétés diélectriques de matériaux poreux en vue de l'estimation de leur teneur en eau: modèles de mélange et résultats expérimentaux. Thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble, 251 pp.

Zegelin, S.J. et White, I., Jenkins, D.R., 1989. Improved field probes for soil water content and electrical conductivity measurement using time domain reflectometry. *Water Resources Research*, 25(10): 2367-2376.

Zwahlen, F., 1981. Contribution à l'étude hydrologique du bassin de la Mentue, Problème de la cartographie des éléments du bilan hydrique. Thèse de doctorat, Université de Lausanne, 132 pp.

Annexes

<i>Annexe 1</i>	<i>Informations complémentaires concernant le bassin expérimental de la Haute-Mentue..</i>	<i>ii</i>
<i>Annexe 2</i>	<i>Principe général du modèle AIDH</i>	<i>iv</i>
<i>Annexe 3</i>	<i>Variabilité temporelle des concentrations en silice et en calcium dans l'eau des zones</i> <i>intermédiaires... ..</i>	<i>v</i>
<i>Annexe 4</i>	<i>Analyse de l'incertitude statistique du modèle de mélange de la Haute-Mentue</i>	<i>vi</i>
<i>Annexe 5</i>	<i>Considération de la variabilité temporelle du signal isotopique de la pluie.....</i>	<i>ix</i>
<i>Annexe 6</i>	<i>Description des événements hydrologiques étudiés lors de l'application du traçage</i> <i>environnemental</i>	<i>x</i>
<i>Annexe 7</i>	<i>Représentation graphique des modèles de mélange utilisés pour décomposer les</i> <i>hydrogrammes de la Haute-Mentue des mois d'avril et septembre 1998.</i>	<i>xii</i>
<i>Annexe 8</i>	<i>Comparaison des réponses hydrologiques</i>	<i>xv</i>
<i>Annexe 9</i>	<i>Rappel théorique de la méthode des régressions linéaires multiples</i>	<i>xviii</i>
<i>Annexe 10</i>	<i>Détermination de la teneur en eau des sols par mesures TDR.....</i>	<i>xxii</i>
<i>Annexe 11</i>	<i>Schéma de l'équipement TDR.....</i>	<i>xxiii</i>
<i>Annexe 12</i>	<i>Détermination de l'infiltrabilité du sol par simulation de pluie.....</i>	<i>xxiv</i>
<i>Annexe 13</i>	<i>Courbes caractéristiques $pF(\theta)$ des sols du site TDR.....</i>	<i>xxv</i>

Annexe 1 Informations complémentaires concernant le bassin expérimental de la Haute-Mentue

Nom	Coordonnées [m]	Altitudes [m]
Chardonney	544°198 / 166°201	750
Villars-Tiercelin	543°955 / 164°525	809
Froideville	542°821 / 161°953	808
Chalet-du-Villars	544°240 / 161°858	862
Chalet-d'Orsoud	544°999 / 161°930	893
Vuacoz	544°587 / 160°237	908

Tableau A.1. Données géographiques des stations pluviométriques de la Haute-Mentue.

Nom	Type d'ouvrages hydrauliques	Référence
Dommartin	Double seuil rectangulaire	Service hydrologique national.
Corbassière	Déversoir en double V	Triangular profile flat-vee weir; (ILRI, 1976)
Esserts	Déversoir triangulaire à paroi mince	V-notch; (ILRI, 1976)
Ruzillon	Déversoir triangulaire à paroi mince	V-notch; (ILRI, 1976)
Corbamont	Jaugeur Venturi préfabriqué	Hydrologic, St-Martin d'Hères, France
Bois-Vuacoz	H-flume	(ILRI, 1976)

Tableau A.2. Description des ouvrages hydrauliques installés aux exutoires des bassins de la Haute-Mentue.

Station hydrométrique	Volume [m ³]	Lame [mm]
Corbassière	827	0.43
Esserts	120	0.36
Ruzillon	111	0.60
Bois-Vuacoz	100	0.44

Tableau A.3. Volume d'asservissement des échantillonneurs des eaux de rivière.

Site	Type	Nom	H sur sol [cm]	Z max [cm]
A7	bougie poreuse	A7 bg	19.0	69.5
A7	extracteur 2	A7 ext	16.5	207
C3	extracteur 2	C3 extA	15.8	93.5
C3	extracteur 2	C3 extB	30.0	80.0
C3	bougie poreuse	C3 bg	9.5	39.0
F3	extracteur 2	F3 ext	45.5	150.3
F7	extracteur 2	F7 ext	54.5	206.0
F7	bougie	F7 bg	37.0	100.0
F7	bougie	F7 bp	23.8	38.5
G20	extracteur 2	G20 extA	25.8	55.5
G20	extracteur 2	G20 extB	34.5	5.5
Bois-Vuacoz	extracteur 1	B-V	13.5	167.5

Tableau A.4. Description des équipements utilisés pour le prélèvement de l'eau du sol (types voir fig. 20).

Annexe 2 Principe général du modèle AIDH

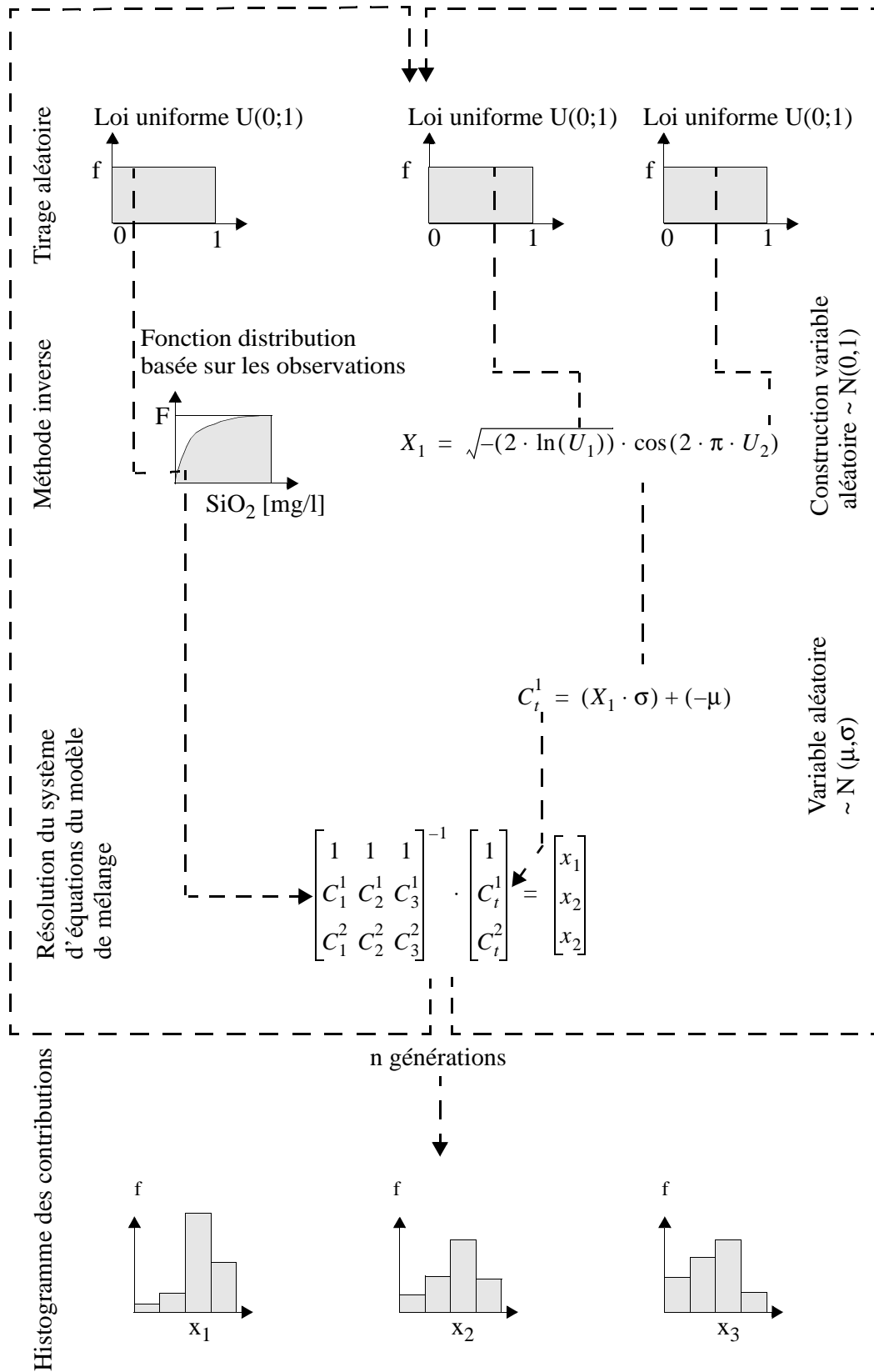


Figure A.1. Schématisation du fonctionnement du modèle AIDH.

Annexe 3 Variabilité temporelle des concentrations en silice et en calcium dans l'eau des zones intermédiaires

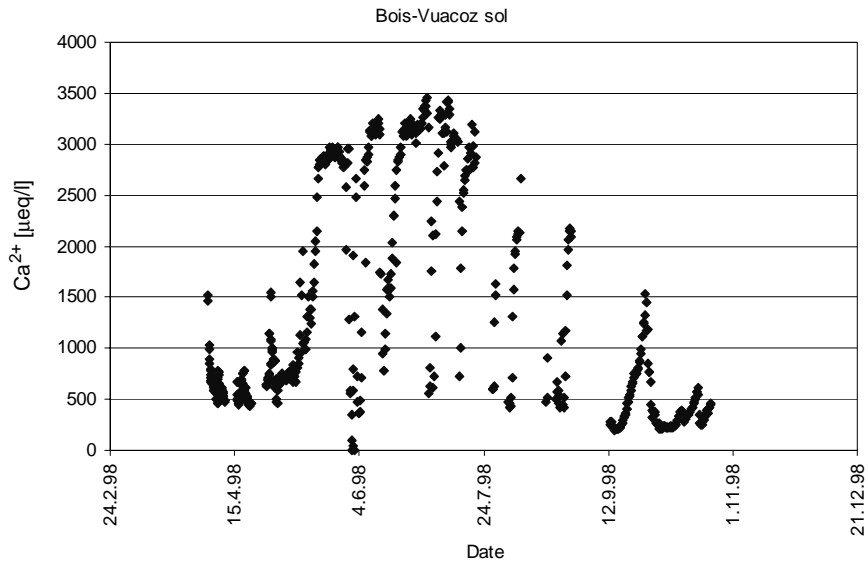


Figure A.2. Variation temporelle des concentrations en calcium de l'eau des zones intermédiaires.

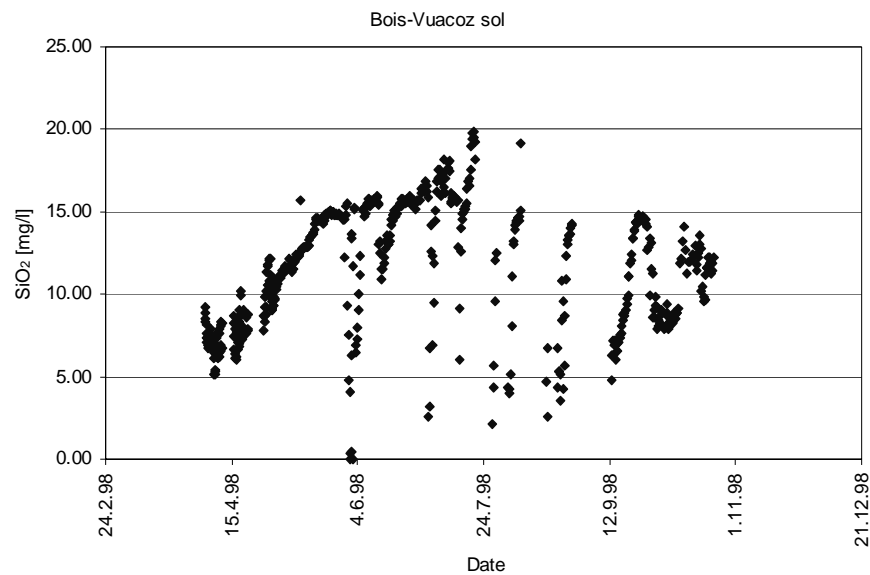


Figure A.3. Variation temporelle des concentrations en silice de l'eau des zones intermédiaires.

Annexe 4 Analyse de l'incertitude statistique du modèle de mélange de la Haute-Mentue

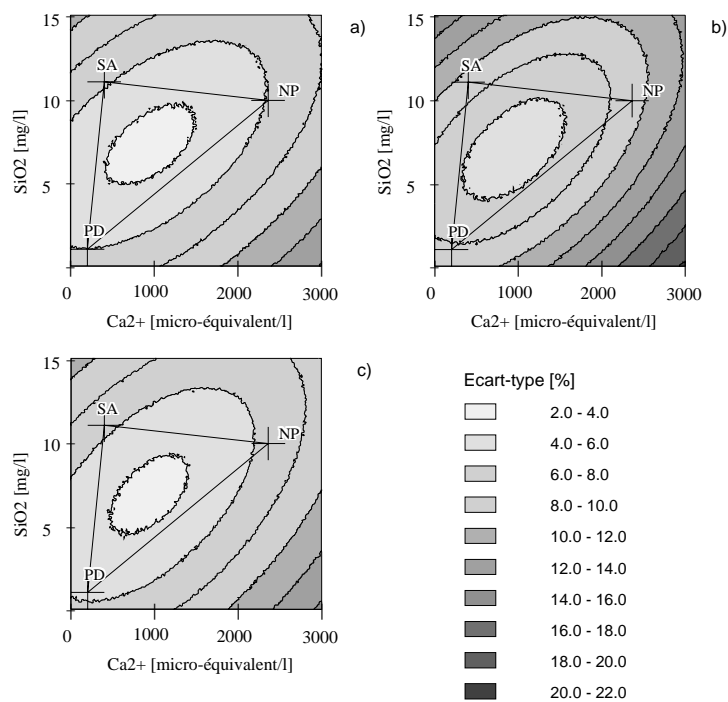


Figure A.4. Cas où les variations des concentrations en silice (2/15 [mg/l]) et en calcium (400/3000 [$\mu\text{eq/l}$]) sont égales par rapport à leur échelle de valeur respective. Ecart-type des contributions a) des précipitations directes b) de l'eau du sol c) de la nappe profonde.

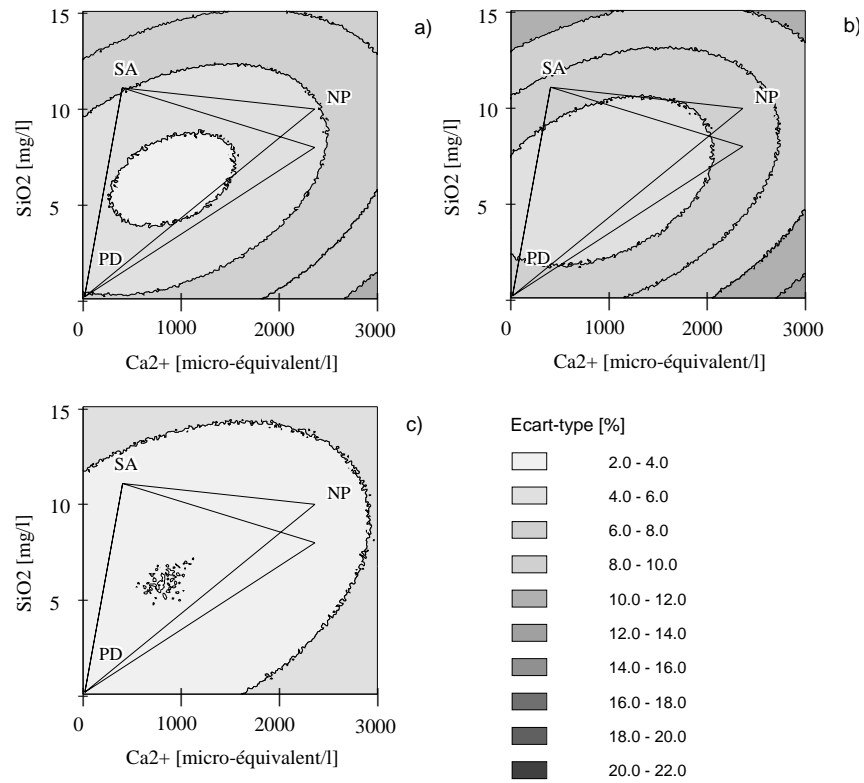


Figure A.5. Modification de la définition chimique de la composante "nappe profonde" par rapport au cas de la figure 37. Ecart-type des contributions a) des précipitations directes b) de l' eau du sol c) de la nappe profonde.

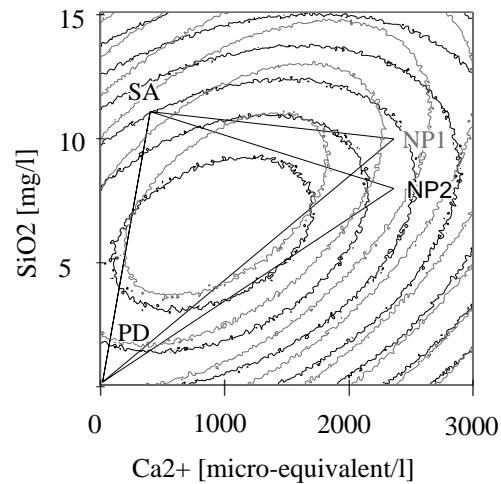


Figure A.6. Comparaison des ellipses d'iso-incertitude de la composante SA pour les cas des figures 37 (cas 1) et A.4 (cas 2).

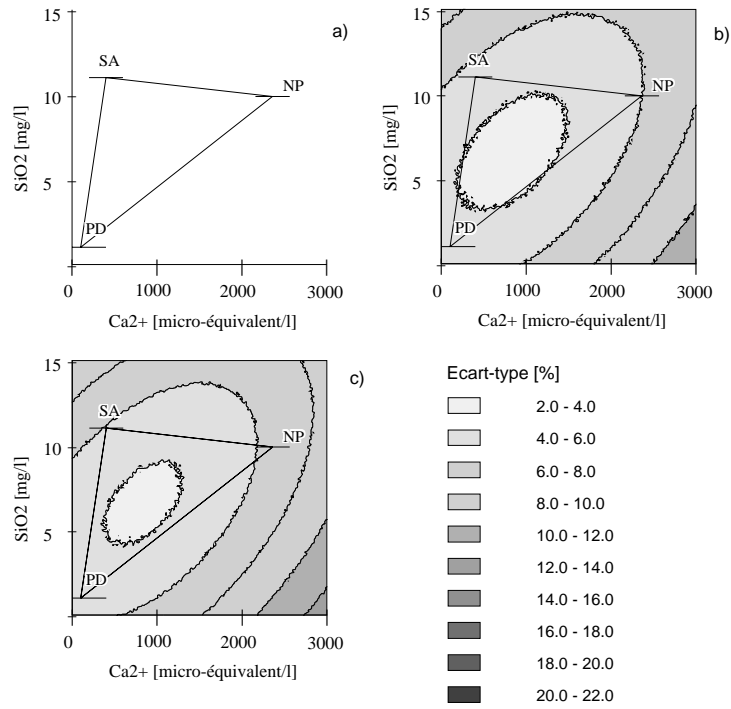


Figure A.7. Exemple d'un cas sans variabilité des concentrations en silice.

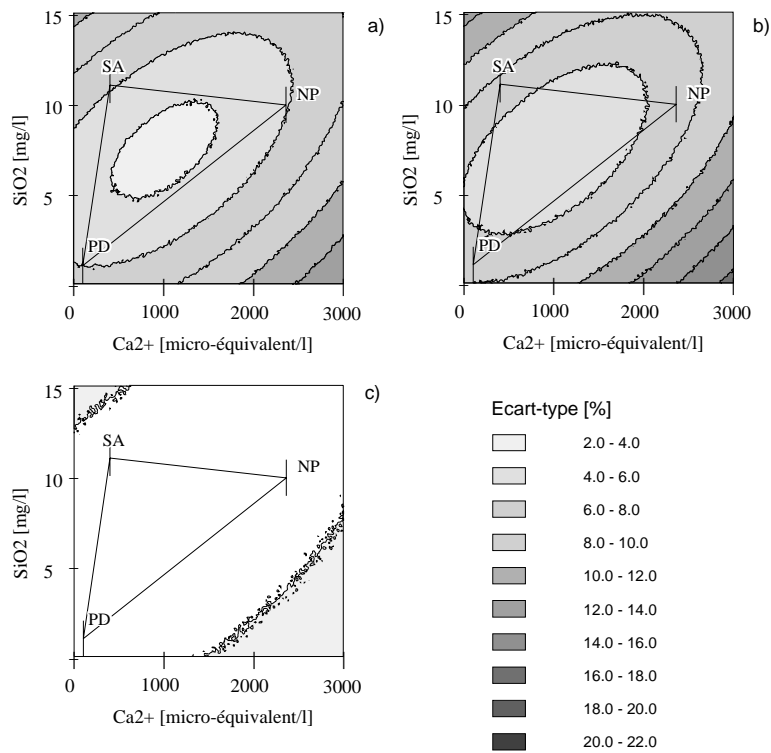


Figure A.8. Exemple d'un cas sans variabilité en calcium.

Annexe 5 Considération de la variabilité temporelle du signal isotopique de la pluie

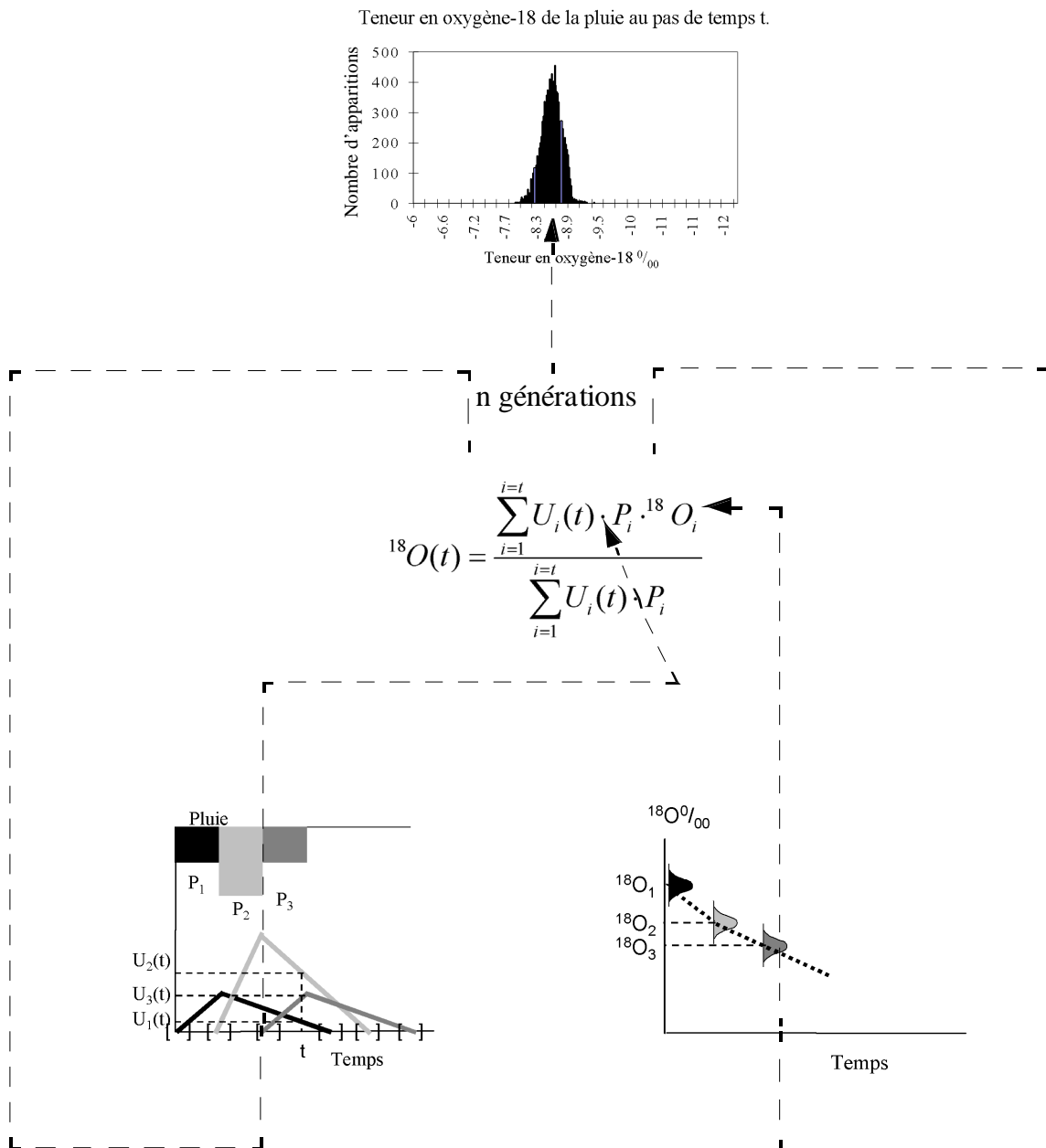


Figure A.9. Illustration de la méthode développée pour considérer la variabilité temporelle du signal isotopique des précipitations.

Annexe 6 Description des événements hydrologiques étudiés lors de l'application du traçage environnemental

Date début	Pluie totale	IPA-10j [mm]	Qbase [mm/h]	Qpointe [mm/h]	LET [mm]
4.4.98	26.2	9.10	0.053	0.425	5.188
7.4.98	33.0	37.54	0.068	0.758	9.612
10.4.98	10.6	70.88	0.086	0.140	3.316
12.4.98	11.3	81.07	0.112	0.203	2.757
15.4.98	12.2	65.84	0.110	0.653	6.413
16.4.98	4.7	76.38	0.235	0.392	5.129
20.4.98	3.0	55.04	0.153	0.212	5.453
4.9.98	30.4	9.97	0.07	0.184	0.357
11.9.98	9.8	56.62	0.037	0.251	0.240
12.9.98	4.5	66.74	0.126	0.213	0.290
12.9.98	4.4	71.66	0.066	0.112	0.324
13.9.98	4.9	67.68	0.046	0.149	0.601

Tableau A.5. Caractéristiques principales des événements pluie-débit observés dans le bassin de Corbassière pendant les mois d'avril et de septembre 1998.

Date début	Qbase [mm/h]	Qpointe [mm/h]	LET [mm]
4.4.98	0.047	0.157	1.167
7.4.98	0.054	0.323	3.397
10.4.98	0.083	0.107	1.914
12.4.98	0.097	0.397	1.597
15.4.98	0.108	0.277	3.002
16.4.98	0.184	0.213	2.829
20.4.98	0.155	0.171	2.882
4.9.98	0.016	0.127	0.266
11.9.98	0.023	0.096	0.102
12.9.98	0.050	0.054	0.163
12.9.98	0.029	0.049	0.309
13.9.98	0.033	0.058	0.087

Tableau A.6. Caractéristiques principales des événements pluie-débit observés dans le bassin d'Esserts pendant les mois d'avril et de septembre 1998.

Date début	Qbase [mm/h]	Qpointe [mm/h]	LET [mm]
4.4.98	0.059	0.513	5.913
7.4.98	0.075	0.835	9.435
10.4.98	0.097	0.164	4.097
12.4.98	0.121	0.204	2.998
15.4.98	0.128	0.687	6.430
16.4.98	0.231	0.357	5.157
20.4.98	0.183	0.278	7.401
4.9.98	0.014	0.192	0.424
11.9.98	0.051	0.223	0.238
12.9.98	0.174	0.228	0.356
12.9.98	0.068	0.116	0.690
13.9.98	0.050	0.161	0.309

Tableau A.7. Caractéristiques principales des événements pluie-débit observés dans le bassin de Ruzillon pendant les mois d'avril et de septembre 1998.

Annexe 7 Représentation graphique des modèles de mélange utilisés pour décomposer les hydrogrammes de la Haute-Mentue des mois d'avril et septembre 1998.

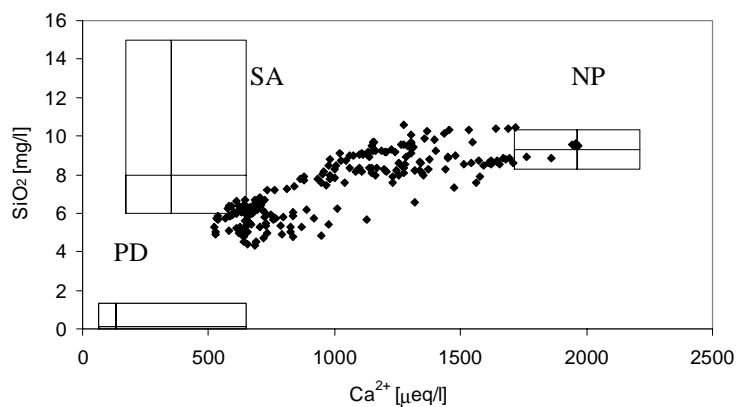


Figure A.10. Diagramme de mélange du bassin de Bois-Vuacoz défini pour décomposer les crues du mois d'avril 1998.

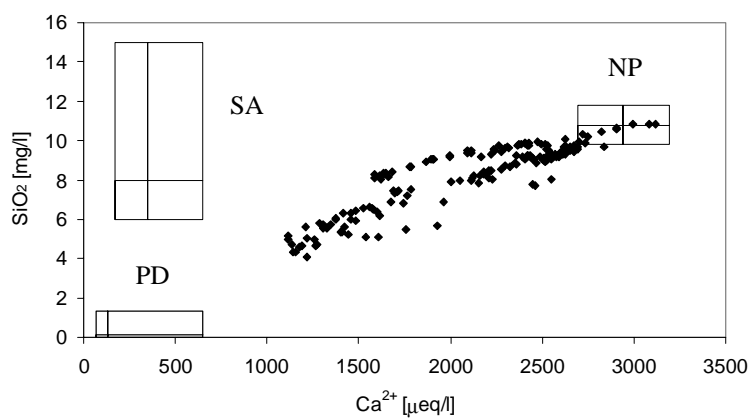


Figure A.11. Diagramme de mélange du bassin de Corbassière défini pour décomposer les crues du mois d'avril 1998.

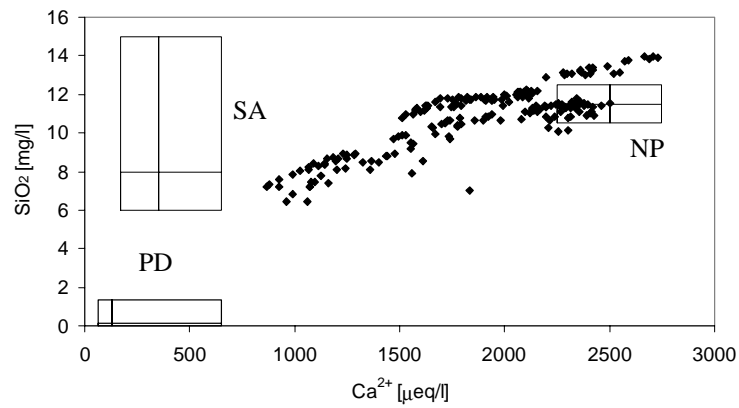


Figure A.12. Diagramme de mélange du bassin d'Esserts défini pour décomposer les crues du mois d'avril 1998.

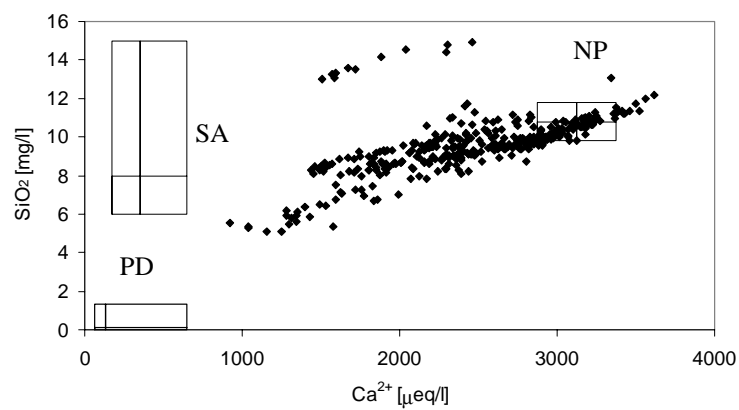


Figure A.13. Diagramme de mélange du bassin de Ruzillon défini pour décomposer les crues du mois d'avril 1998.

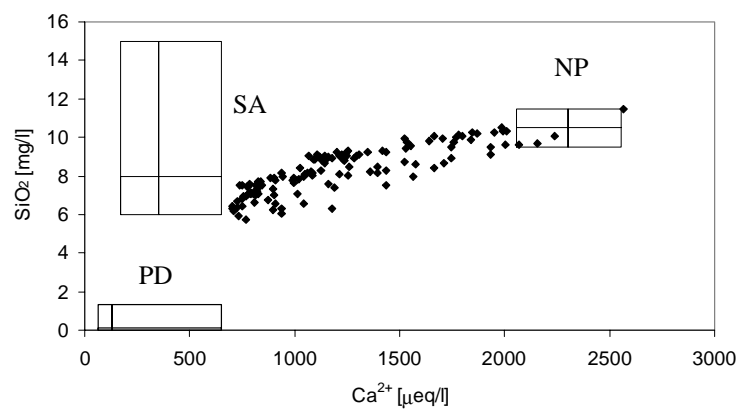


Figure A.14. Diagramme de mélange du bassin de Bois-Vuacoz défini pour décomposer les crues du mois de septembre 1998.

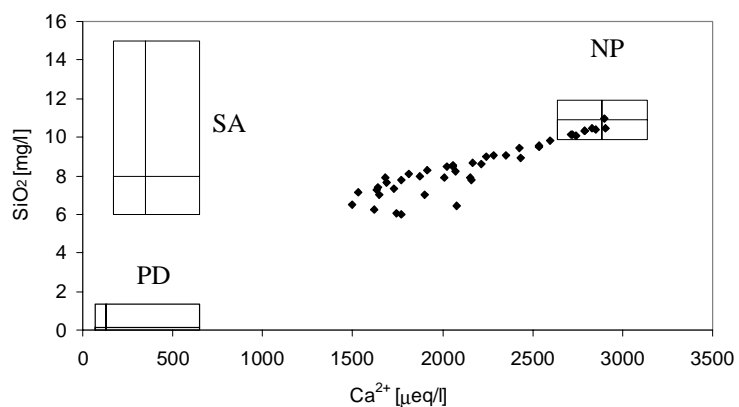


Figure A.15. Diagramme de mélange du bassin de Corbassière défini pour décomposer les crues du mois de septembre 1998.

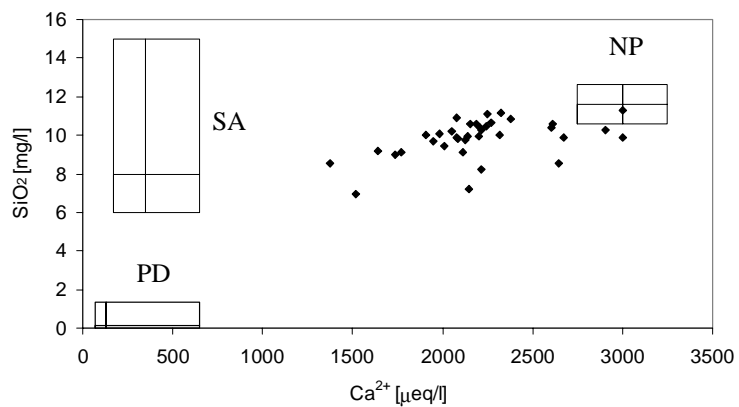


Figure A.16. Diagramme de mélange du bassin d'Esserts défini pour décomposer les crues du mois de septembre 1998.

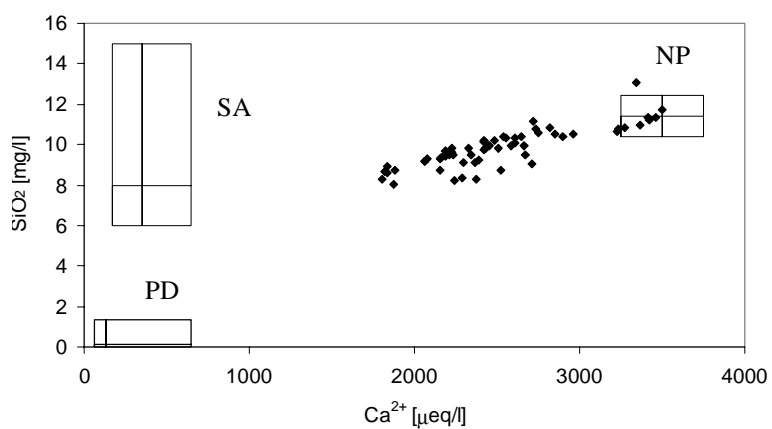


Figure A.17. Diagramme de mélange du bassin de Ruzillon défini pour décomposer les crues du mois de septembre 1998.

Annexe 8 Comparaison des réponses hydrologiques

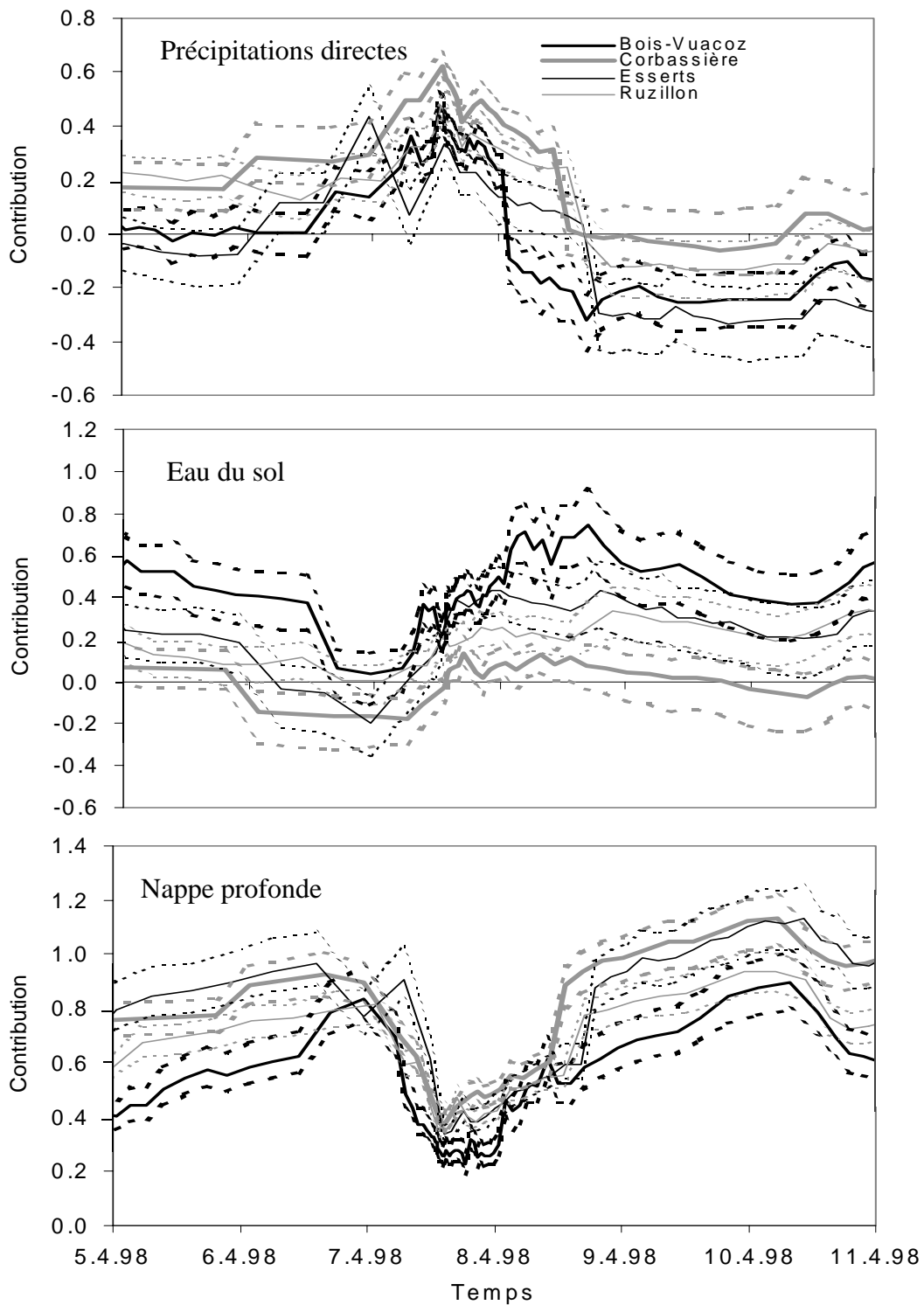


Figure A.18. Exemple de la comparaison de la contribution des composantes entre les bassins en considérant leur incertitude.

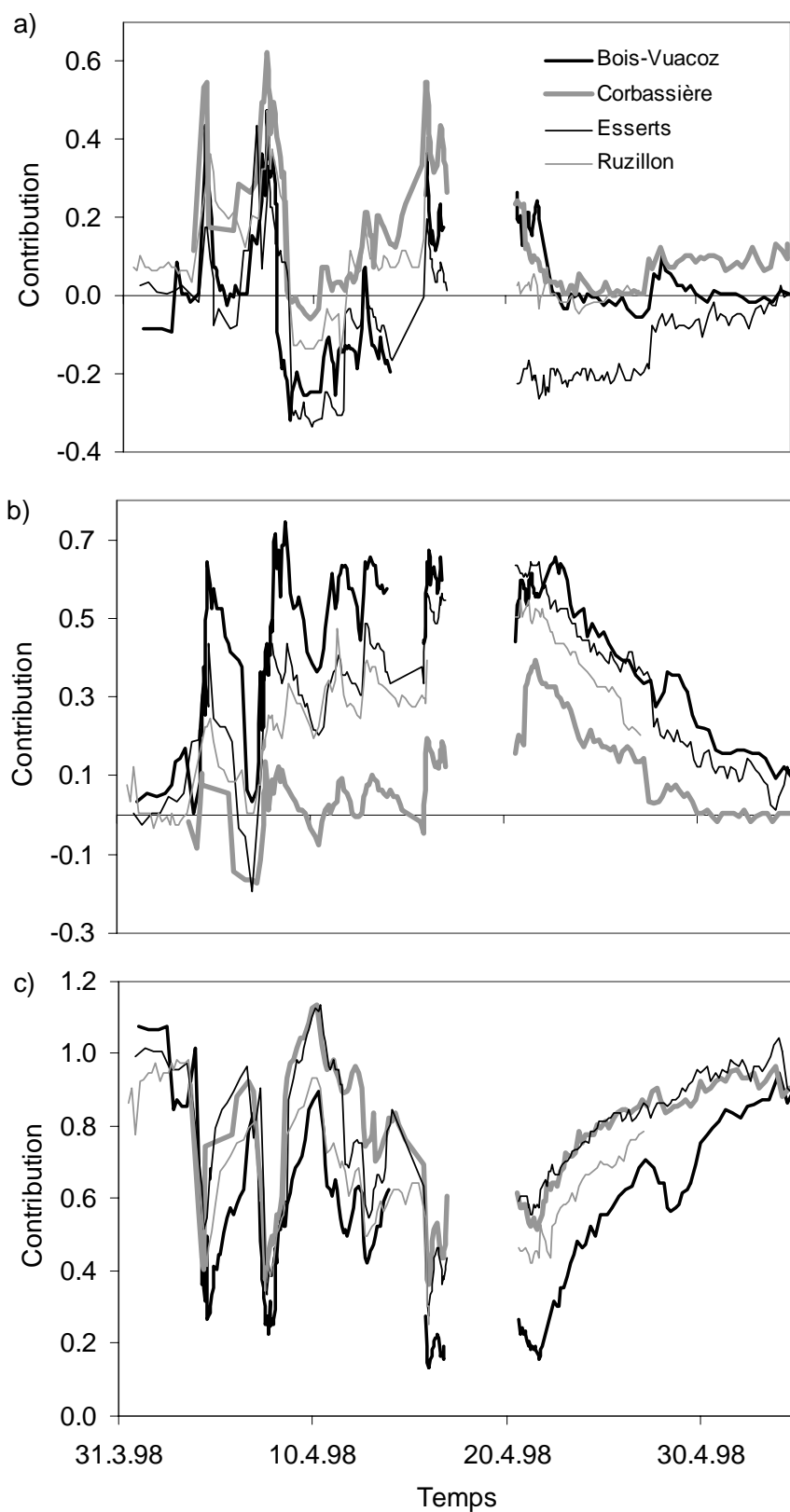


Figure A.19. Comparaisons des contributions a) des précipitations directes, b) de l'eau du sol acide, c) de la nappe profonde des quatre sous-bassins au cours du mois d'avril 1998.

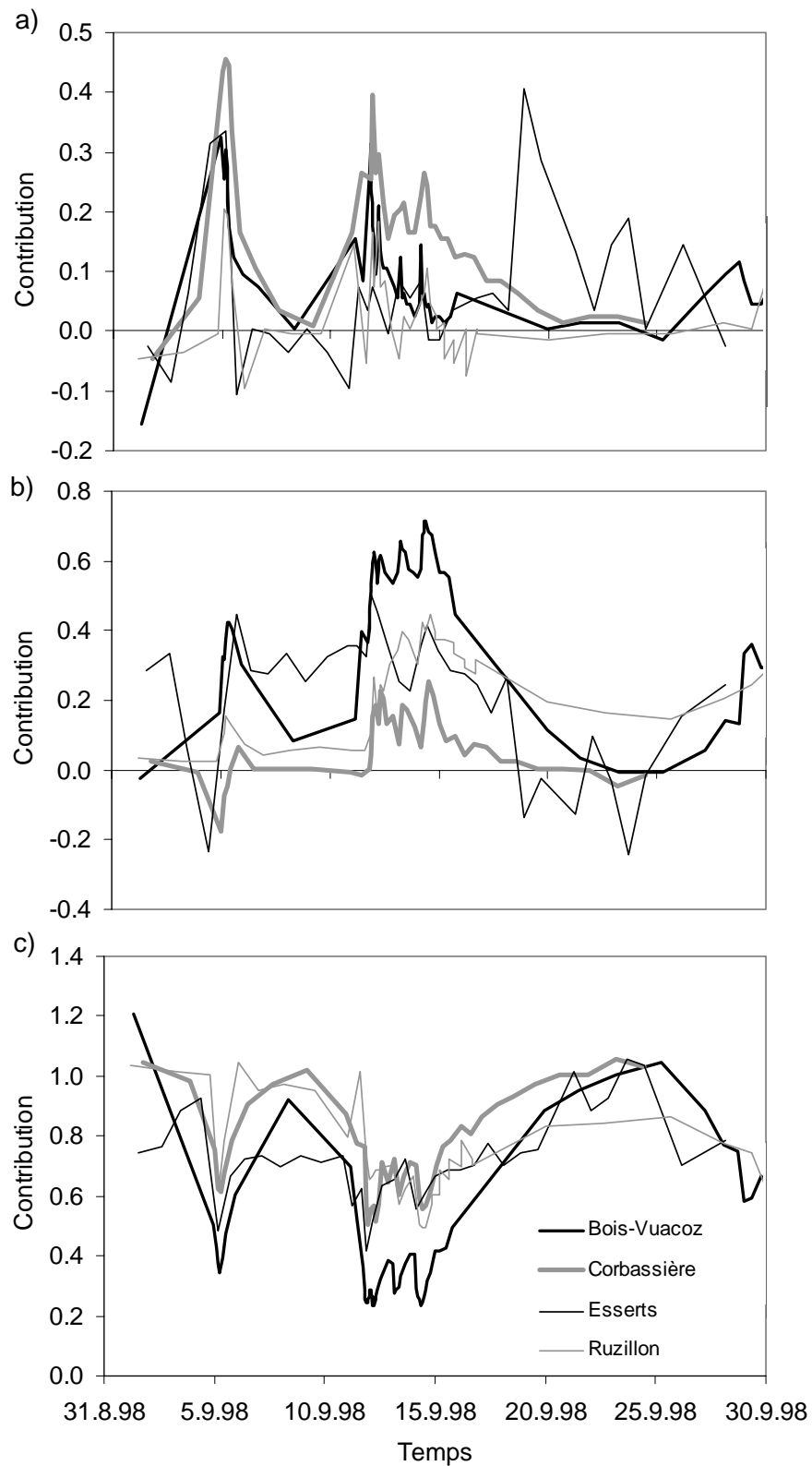


Figure A.20. Comparaisons des contributions a) des précipitations directes, b) de l'eau du sol acide, c) de la nappe profonde des quatre sous-bassins au cours du mois de septembre 1998.

Annexe 9 Rappel théorique de la méthode des régressions linéaires multiples

Le rappel théorique proposé dans les lignes qui suivent a été largement inspiré de l'ouvrage de Morgenthaler (1997).

La régression est une technique qui permet de quantifier le lien entre une variable-réponse y et plusieurs variables explicatives x_1, \dots, x_p . Dans le cas des régressions linéaires multiples, le but est de découvrir s'il existe une relation entre la variable-réponse et les variables explicatives qui a la forme suivante:

$$y = \alpha + \beta_1 x_1 + \dots + \beta_p x_p + \text{erreur}$$

Pour n observations le modèle de régression devient:

$$y_i = \alpha + \beta_1 x_{1i} + \dots + \beta_p x_{pi} + \varepsilon_i \quad (i = 1, \dots, n)$$

où $\varepsilon_1, \dots, \varepsilon_n$ sont des variables aléatoires non corrélées d'espérance 0 et de variance σ^2 .

Ce système en notation matricielle prend la forme suivante:

$$\mathbf{y} = \mathbf{X}\boldsymbol{\theta} + \boldsymbol{\varepsilon}$$

où \mathbf{X} est une matrice de dimension $n \times (p + 1)$ dont les colonnes sont les variables explicatives x_1, \dots, x_p auxquelles s'ajoute une colonne de 1, un vecteur dont toutes les composantes valent un.

Les paramètres du modèle, autrement dit les éléments du vecteur $\boldsymbol{\theta}$, peuvent alors être estimés par l'application du principe des moindres carrés. Le principe de cette méthode est de trouver les paramètres qui minimisent la somme des différences au carré entre les observations et les valeurs modélisées. Autrement dit on cherche des estimateurs des paramètres du modèle $(\hat{\alpha}, \hat{\beta}_1, \dots, \hat{\beta}_p)$ de sorte que la fonction suivante:

$$C(\alpha, \beta_1, \dots, \beta_p) = \sum_{i=1}^n (y_i - \alpha - \beta_1 x_{1i} - \dots - \beta_p x_{pi})^2$$

soit minimale.

Une fois que les paramètres $(\hat{\alpha}, \hat{\beta}_1, \dots, \hat{\beta}_p)$ sont déterminés, les valeurs ajustées:

$$\hat{y} = \hat{\alpha} + \hat{\beta}_1 x_{1i} + \dots + \hat{\beta}_p x_{pi} \quad (i = 1, \dots, n)$$

et les résidus:

$$r_i = y_i - \hat{\alpha} - \hat{\beta}_1 x_{1i} - \dots - \hat{\beta}_p x_{pi} = y_i - \hat{y}_i \quad (i = 1, \dots, n)$$

peuvent alors être calculés.

A partir de là, il est possible d'établir un tableau de l'analyse de variance (tableau ANOVA) qui permet de tirer plusieurs statistiques intéressantes pour juger de la pertinence, de la qualité du modèle. Dans le cas d'une régression linéaire multiple, le tableau d'ANOVA prend la forme suivante:

Source	d.l.	SC	CM
régression	p	$SC_r = (\hat{y}_1 - \bar{y})^2 + \dots + (\hat{y}_n - \bar{y})^2$	$CM_r = SC_r/p$
erreur	$n-p-1$	$SC_e = r_1^2 + \dots + r_n^2$	$CM_e = SC_e/(n-p-1) = \hat{\sigma}^2$
total (corr.)	$n-1$	$SC_t = (y_1 - \bar{y})^2 + \dots + (y_n - \bar{y})^2$	

Tableau A.8. Description du contenu du tableau d'ANOVA des régressions linéaires multiples.

La deuxième colonne du tableau d'ANOVA contient les degrés de liberté (d.l.). La troisième colonne contient la sommes des carrés (SC) correspondant aux sources indiquées dans la première colonne. La colonne du carré moyen (CM) contient les rapports entre les sommes des carrés et les degrés de liberté.

Le rapport

$$F_{obs} = \frac{CM_r}{CM_e}$$

mesure l'importance relative des pentes β_1, \dots, β_p . Dans une régression multiple, ce rapport est utilisé pour tester l'hypothèse nulle $H_0 : \beta_1 = \dots = \beta_p = 0$. Le test rejette H_0 si la valeur observée

$$F_{obs} > qF_{p, n-1-p}(95\%)$$

où $qF_{p, n-1-p}(95\%)$ représente le quantile 95% de la loi F avec p et $n-p-1$ degrés de liberté. Un autre moyen de tester l'hypothèse nulle H_0 est de calculer la p-valeur. Connaissant la distribution d'échantillonnage sous l'hypothèse nulle, la p-valeur est déterminée de la façon suivante:

$$p\text{-valeur} = P_{\text{sous } H_0}(F \geq F_{\text{obs}})$$

La p-valeur est petite si F_{obs} se trouve dans la queue de la distribution $F_{p, n-p-1}$ sous H_0 . Habituellement si la p-valeur est inférieure à 5%, l'hypothèse H_0 est rejetée. La borne de 5% est le niveau du test, il correspond à la probabilité de faire une erreur de première espèce, autrement dit de rejeter l'hypothèse nulle alors qu'elle est en réalité juste.

A partir du tableau d'ANOVA, il est possible de déterminer directement l'indice de corrélation multiple:

$$R^2 = (SC_t - SC_e) / (SC_t)$$

Cet indice permet d'estimer le pourcentage de la variation totale expliquée par le modèle. L'indice R^2 vaut 1 si et seulement si $y_i = \hat{y}_i$ pour tous les i , c'est-à-dire si tous les résidus sont nuls.

La signification des coefficients $\alpha, \beta_1, \dots, \beta_p$ peut aussi être évaluée une à une par l'application d'un test de Student à $n-p-1$ degrés de liberté. Dans ce cas l'hypothèse $H_0: \beta_i = 0$ est rejetée au niveau $\alpha = 5\%$ si la p-valeur est inférieure à 5%.

Afin de mettre uniquement en évidence les variables indépendantes qui expliquent une part significative de la variance de la variable-réponse et afin de sélectionner le modèle le plus simple possible, les régressions ont été établies dans ce travail en adoptant une procédure du type "stepwise backward". Cette procédure commence par calculer une première régression qui intègre toutes les variables explicatives (modèle Ω avec p variables explicatives). La variable la moins significative de ce modèle est écartée et une nouvelle régression est établie (modèle ω avec $q < p$ variables). Le grand modèle Ω est alors comparé au petit modèle ω afin d'estimer l'apport de la considération d'un terme supplémentaire. L'hypothèse nulle $H_0: \omega$ est le vrai modèle est alors testée. La construction du test se base sur l'ajustement des deux modèles par la méthode des moindres carrés. La signification des termes supplémentaires du modèle Ω peut être évaluée par l'application du test F de Fisher avec:

$$F_{\text{obs}} = \frac{(SC_e(\omega) - SC_e(\Omega)) / (p - q)}{SC_e(\Omega) / (n - p - 1)}$$

L'hypothèse H_0 est alors rejetée, si

$$F_{obs} > qF_{p-q, n-p-1}(95\%)$$

Dans le cas où la différence entre $SC_e(\omega)$ et $SC_e(\Omega)$ devient petite, cela signifie que les termes supplémentaires dans le modèle complexe Ω n'apportent pas beaucoup à l'explication de la variation de la variable-réponse, ils peuvent alors être écartés. La procédure "stepwise backward" répète chacune de ces étapes pour finalement retenir le modèle le plus simple possible basé uniquement sur les variables indépendantes contribuant de façon significative à l'explication de la variabilité de la variable-réponse.

Annexe 10 Détermination de la teneur en eau des sols par mesures TDR

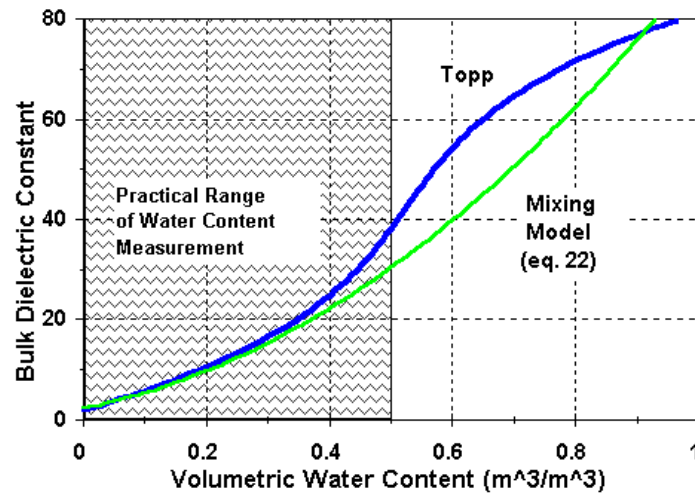


Figure A.21. Comparaison des modèles de Topp et d'un modèle de mélange (modèle de Tinga) mettant en relation la constante diélectrique du sol avec sa teneur en eau (tiré de Or, 1997, <http://psb.usu.edu/wintdr99/whatistdr.html>).

Méthode	Sonde 2.1	Sonde 2.4	Sonde 4.1	Sonde 9.4	Sonde 9.4b	Sonde 9.1	Sonde 9.3
Pesée	38.8	45.0	48.5	48.4	52.3	48.4	35.6
Tinga	39.9	45.1	41.8	47.2	52.0	50.2	42.3
Topp	42.7	46.2	44.8	47.4	50.8	49.5	44.8
Erreur Pesée-Tinga %	2.8	0.2	13.8	2.5	0.6	3.7	18.8
Erreur Pesée-Topp %	10.0	2.7	7.6	2.1	2.8	2.2	25.8

Tableau A.9. Comparaison des teneurs en eau du sol obtenues par les méthodes de pesée, Tinga et Topp dans le cas de la Haute-Mentue.

Annexe 11 Schéma de l'équipement TDR

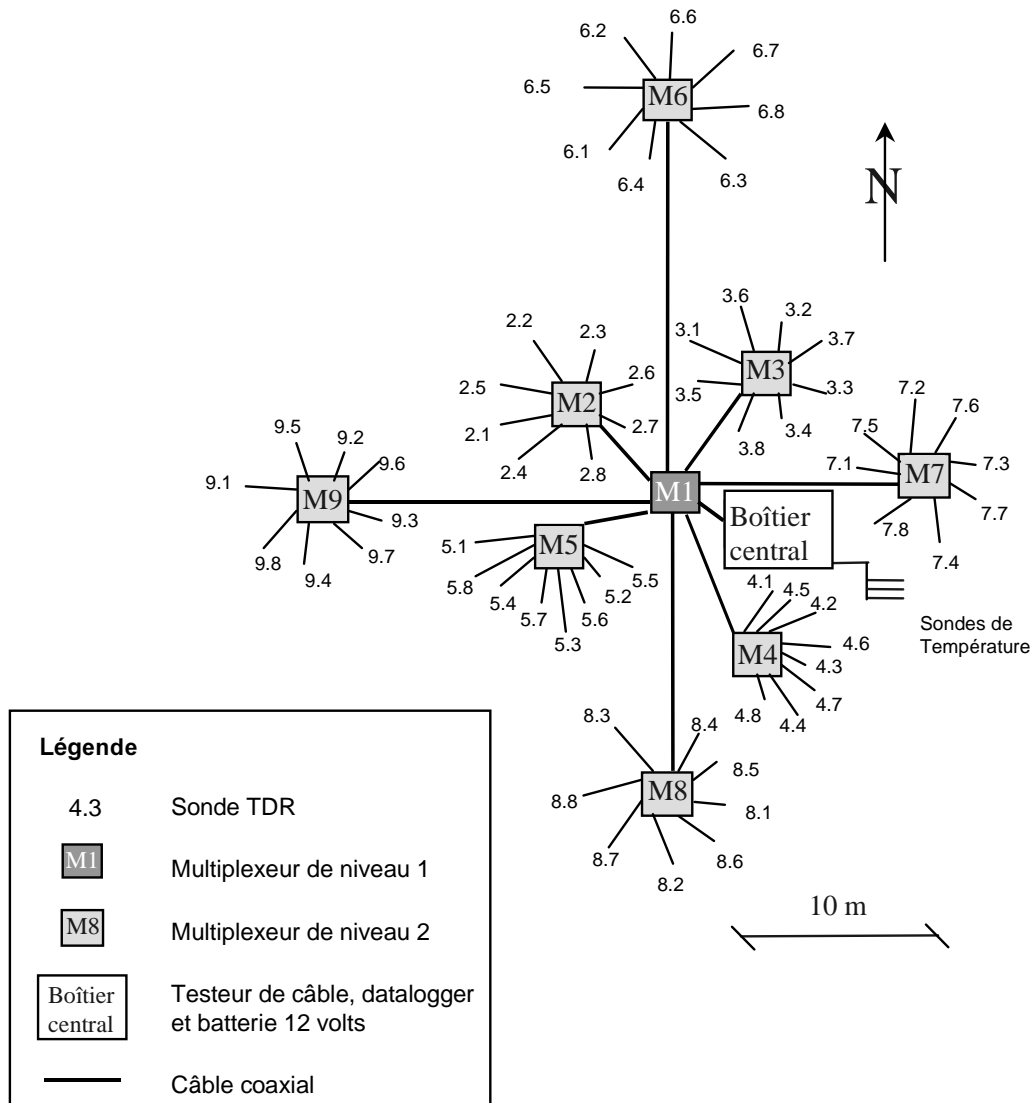


Figure A.22. Schéma de l'équipement TDR.

Annexe 12 Détermination de l'infiltrabilité du sol par simulation de pluie

Parcelle	Date	Durée [min]	Intensité [mm/h]	P [mm]	ti [min]	Lr [mm]	Cr [%]	Rx [mm/h]	Ix [mm/h]	Remarques
G1	24.04.96	30	116.3	58.1	1.75	7.1	12.1	18.11	98.14	
G1	24.04.96	40	116.3	77.5	2.42	15.5	19.9	26.68	89.57	
G1	24.04.96	30	59.2	29.6	5.67	3.1	10.6	8.26	50.90	
G1	24.04.96	40	28.9	19.3	15.00	0.5	2.6	1.41	27.49	
G2	25.04.96	30	113.0	56.5	1.25	4.5	7.9	11.60	101.39	
G2	25.04.96	60	113.0	113.0	1.38	15.9	14.1	17.23	95.76	
G2	25.04.96	30	57.3	28.7	4.00	1.6	5.7	4.57	52.73	
G2	25.04.96	30	27.8	13.9	15.00	0.1	0.9	0.51	27.32	
G3	26.04.96	30	116.2	58.1	1.17	17.7	30.4	43.47	72.70	
G3	26.04.96	30	116.2	58.1	1.75	20.8	35.8	47.12	69.05	
G3	26.04.96	30	58.3	29.2	4.50	4.8	16.4	13.36	44.98	
G3	26.04.96	30	28.2	14.1	12.00	0.9	6.5	3.78	24.40	
G1	09.05.96	30	120.5	60.2	2.07	7.7	12.9	18.99	101.46	
G1	09.05.96	30	61.5	30.7	2.50	14.6	47.5	35.34	26.13	1
G1	09.05.96	30	120.5	60.2	0.95	44.2	73.3	95.36	25.09	1
G3	07.05.96	30	116.2	58.1	1.30	12.9	22.2	34.95	81.22	
G3	07.05.96	30	116.2	58.1	2.05	18.8	32.4	44.39	71.78	
G3	07.05.96	30	116.2	58.1	1.08	28.0	48.2	67.90	48.27	1
G3	07.05.96	30	116.2	?	1.25	?	?	76.25	39.92	1
G2	08.05.96	30	114.5	?	1.33	?	?	?	?	
G2	08.05.96	30	114.5	57.3	1.67	8.6	15.0	19.47	95.03	
G2	08.05.96	40	114.5	76.3	2.33	11.5	15.0	19.87	94.63	
G2	08.05.96	18	114.5	34.4	1.50	15.5	45.2	68.91	45.59	1
G2	08.05.96	30	114.5	57.3	1.33	34.8	60.7	77.18	37.32	1
F2	15.05.96	30	30	15	?	0	0	?	30.00	2
F2	15.05.96	30	60	30	?	0	0	?	60.00	2
F2	15.05.96	30	60	30	13.25	36.5	121.7	?	73.00	3
F2	16.05.96	30	60.0	30.0	10.00	19.3	64.2	?	74.94	3
F2	16.05.96	30	60.0	30.0	10.00	2.0	6.7	?	10.64	4
F2	16.05.96	30	120.0	60.0	8.00	38.6	64.4	?	102.50	3
F1	17.05.96	30	53.5	26.8	10.00	6.5	24.3	23.4	30.10	5
F1	17.05.96	30	53.5	26.8	5.00	23.8	89.1	57.2	?	6
F1	23.05.96	30	113.0	56.5	3.00	43.9	77.7	108.2	4.80	
F1	23.05.96	30	113.0	56.5	2.50	49.4	87.5	109.2	3.80	
F1	23.05.96	30	56.5	28.3	5.00	22.3	78.9	52.9	3.60	

P : précipitations totales

ti : temps séparant le début de la pluie et le début du ruissellement

Lr : lame ruisselée

Cr : coefficient de ruissellement

Rx : ruissellement au régime permanent

Ix : infiltration au régime permanent

Remarques :

1. Le sol a été décapé de sa litière.
2. Pas de ruissellement; toute l'eau d'infiltration est drainée par un macropore de 1-2 cm de diamètre.
3. Ce n'est plus le ruissellement qui est mesuré, mais le débit du macropore.
Dans ce cas: Lr = lame écoulée par le macropore; Cr = contribution du macropore; Ix = flux max. du macropore
4. Mesure du débit du macropore, après avoir recouvert toute la surface aspergée sauf la parcelle de 1 m².
5. Toute l'eau qui ruisselle sur la parcelle n'est pas récupérée (fuites).
6. De l'eau se trouvant initialement à l'extérieur de la parcelle ruisselle vers l'intérieur en passant sous le cadre.

Figure A.23. Récapitulatif des résultats obtenus lors de l'expérimentation de simulation de pluie.

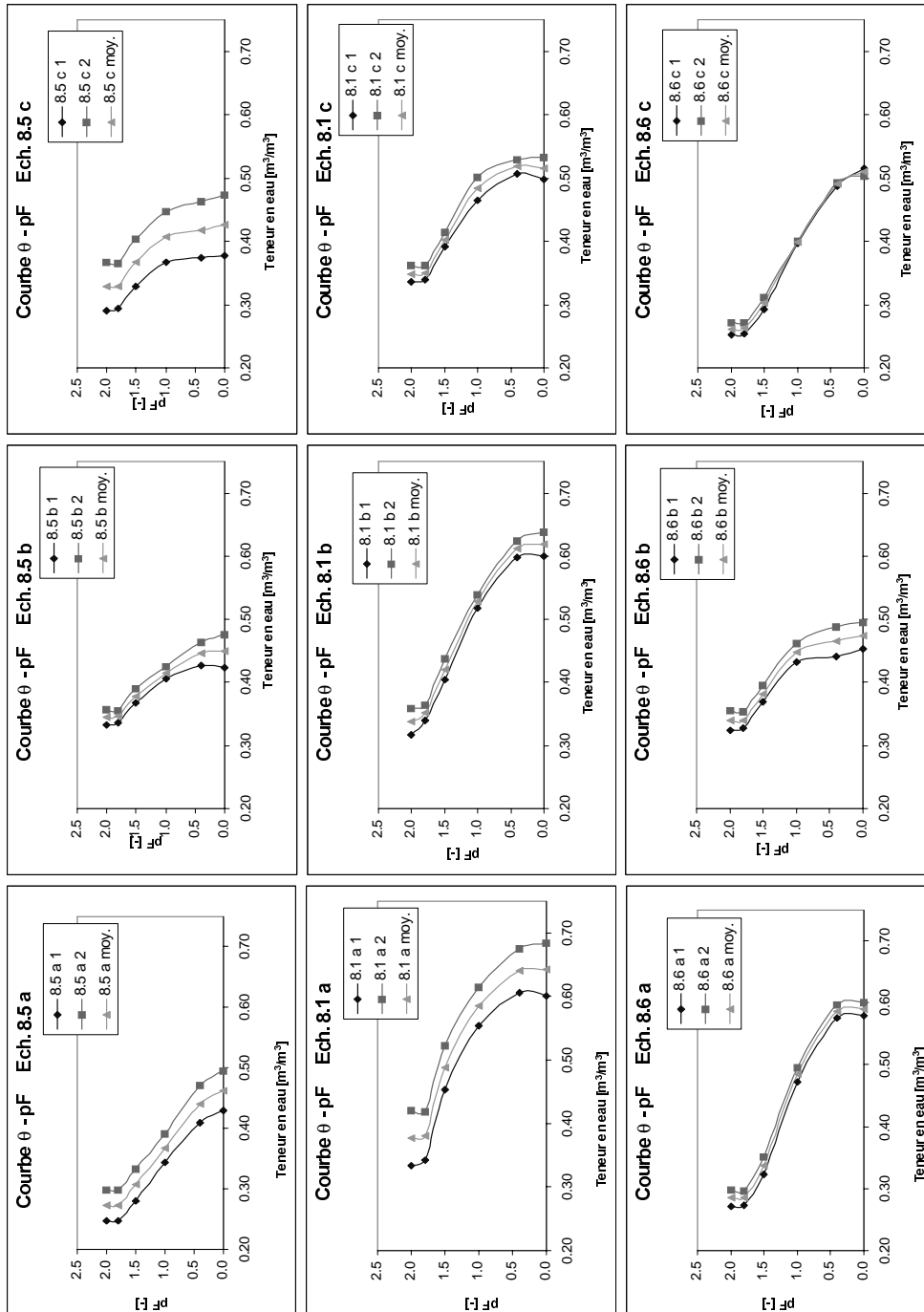
Annexe 13 Courbes caractéristiques pF(θ) des sols du site TDR

Figure A.24. Exemples de courbes caractéristiques des sols du site TDR, déterminées au moyen d'un bac à sable de succion.

Christophe Joerin

Né à Genève le 14 janvier 1970

Nationalité suisse, originaire de Waldenburg (BL)



Formation

- 1996 - 2000 **Thèse de doctorat**, Institut d'Aménagement des Terres et des Eaux (IATE), Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne (EPFL).
- 1996 - 1997 **Certificat de maîtrise de spécialisation en hydrologie** de l'EPFL.
• **Sujet du travail de diplôme** : Analyse d'incertitude des modèles de mélange géochimique.
- 1990 - 1995 **Diplôme d'ingénieur du génie rural, spécialisation environnement** à l'EPFL.
• **Sujet du travail de diplôme** : Méthodes de détermination des débits d'étiage, Université de Freiburg, Allemagne.
- 1985 - 1990 Maturité fédérale de type C au Collège Voltaire, Genève.

Activités professionnelles

- 1995 - 2000 **Assistant de recherche**, IATE, EPFL.

Projets de recherche :

- **Collaborateur responsable du projet ECUME** (Fonds National Suisse).

Sujet : Etude du comportement hydrologique par l'application de modèles hydrologiques et du traçage environnemental.

Objectifs : Identifier les mécanismes qui sont à l'origine des réponses hydrologiques, isotopiques et chimiques des rivières.

- **Collaboration dans le projet VAHMPIRE** (Projet de la Communauté Européenne).

Sujet : Validation des modèles hydrologiques par l'identification des processus et l'utilisation de données internes.

Objectifs : Améliorer les connaissances à propos des mécanismes de génération du débit. Valider les modèles hydrologiques à base physique par l'utilisation des données de petits bassins expérimentaux, tout en veillant à ce que les dynamiques internes et les processus des bassins soient correctement représentés.

Enseignement :

- **Encadrement de travaux de diplôme** :

Sujet : Analyse de la variabilité spatiale et temporelle de la teneur en eau du sol: application au bassin versant expérimental de la Haute-Mentue (F. Pointet, 1998); Modeling of environmental tracer data in Brugga catchment (E. Monbarron, 1998); Study of the hydrological processes by a comparative approach at the catchment scale (D. Talamba, 1999).

- **Rédaction du chapitre «Analyse des étiages»** du cours d'hydrologie appliquée du professeur A. Musy.
- **Enseignement des principes de l'hydrologie expérimentale** aux étudiants du 2^e cycle en sciences de la terre de l'Université de Lausanne et de Genève.
- **Membre de la commission d'enseignement du département du génie rural.**

Publications

- Joerin, C., Beven, K.J., Iorgulescu, I. et Musy, A., Uncertainty analysis of geochemical mixing models and implications for hydrological processes identification. Submitted to *Water Resources Research*.
- Joerin, C., Musy, A. et Pointet, F., 1999. Study of hydrological processes by the combination of environmental tracing and hill slope measurements. In: A. Musy, L.S. Pereira, M. Fritsch (Editors), *Proceedings of 2nd Inter-Regional Conference on Environment-Water, Emerging technologies for sustainable land use and water management*, Presses Polytechniques et Universitaires Romandes (PPUR); EPFL, Lausanne.
- Joerin, C., Musy, A. et Pointet, F., 1999. Hydrological processes identification by the combination of environmental tracing with time domain reflectometry measurements. In: C. Leibundgut, J. McDonnell et G. Schultz (Editors), *Integrated Methods in Catchment Hydrology - Tracer, Remote Sensing and New Hydrometric Techniques*, IAHS Publication No 258, Wallingford, pp. 111-117.
- Joerin, C., Musy, A. et Pointet, F., 1998. Reconsideration of three-component hydrograph separation models and proposition of a combination of environmental tracing with time domain reflectometry measurements, *Proceedings of ERB conference*, Liblice, Czech Republic, 9 pp.
- Joerin, C., 1997. Analyse d'incertitude des modèles de mélange géochimique - Application à la décomposition des hydrogrammes de la Haute-Mentue. Diplôme du cycle postgrade en hydrologie et hydrogéologie, Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, 69 pp.

Communications dans des conférences internationales

- Talamba, D. et Joerin, C. Traitement des données hydro-pluviométriques en vue de l'analyse des processus hydrologiques sur le bassin de la Haute-Mentue, 5èmes Rencontres Hydrologiques Franco-Roumaines, Lyon, Septembre 1999.
- Pointet, F., Joerin, C., Musy, A. et Iorgulescu, I. Contribution of soil moisture measurements with time domain reflectometry to hydrograph separation models: Application to the Haute-Mentue catchment. *Catchment Hydrological and Biogeochemical Processes in Changing Environment*, Conference convened by the European Network of Experimental and Representative Basins (ERB) in conjunction with UNESCO (IHP V FRIEND Project No 5), Liblice, Czech Republic, September 1998.
- Joerin, C., Iorgulescu, I., Musy, A. et Beven, K. Reconsideration of three-component hydrograph separation models and their physical interpretations: Application to the Haute-Mentue watershed. *Catchment Hydrological and Biogeochemical Processes in Changing Environment*, Conference convened by the European Network of Experimental and Representative Basins (ERB) in conjunction with UNESCO (IHP V FRIEND Project No 5), Liblice, Czech Republic, September 1998.
- Joerin, C., Iorgulescu, I. et Musy, A. Uncertainty analysis of geochemical mixing models and implications for processes conceptualisation. 23rd General Assembly of the European Geophysical Society, Nice, France, April 1998.
- Iorgulescu, I., Joerin, C. et Musy, A. The role of micro topography in the generation of "pre-event water" storm flow. 22nd General Assembly of the European Geophysical Society, Vienna, Austria, April 1997.